



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF141501

**APLIKASI *SIMULTANEOUS JOINT INVERSION* DATA
MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA
REKONSTRUKSI MODEL KECEPATAN DI DAERAH SUB-
VULKANIK**

MUHAMMAD IRSYAD HIBATULLAH
NRP. 03411440000020

DOSEN PEMBIMBING:
Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001

Juan Pandu G.N.R, S.Si, M.T,
NIP 19890612 201504 1003

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN



TUGAS AKHIR - RF141501

**APLIKASI *SIMULTANEOUS JOINT INVERSION* DATA
MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA REKONSTRUKSI
MODEL KECEPATAN DI DAERAH SUB-VULKANIK**

MUHAMMAD IRSYAD HIBATULLAH
NRP. 03411440000020

DOSEN PEMBIMBING:
Dr. DWA DESA WARNANA
NIP. 19760123 200003 1001

JUAN PANDU G.N.R, S.Si, M.T,
NIP 19890612 201504 100

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2019

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN



UNDERGRADUATE THESIS - RF 141501

**APPLICATION OF SIMULTANEOUS JOINT INVERSION
MAGNETOTELLURIC AND GRAVITY METHODS FOR
BUILDING VELOCITY MODEL IN SUB-VOLCANIC
ENVIRONMENT**

MUHAMMAD IRSYAD HIBATULLAH
NRP. 03411440000020

Advisors:
Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001

Juan Pandu G.N.R, S.Si, M.T,
NIP 19890612 201504 100

GEOPHYSICAL ENGINEERING DEPARTMENT
Faculty of Civil Engineering, Environment, and Geo Engineering
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2019

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

**APLIKASI *SIMULTANEOUS JOINT INVERSION* DATA
MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA
REKONSTRUKSI MODEL KECEPATAN DI DAERAH
SUB-VULKANIK**

TUGAS AKHIR

Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Teknik

Pada

Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kehumaniann
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya

Surabaya, 3 Januari 2019

Menyetujui,

-
1. Dr. Dwa Desa Wanana, S.Si,M.Si (Pembimbing I)
NIP. 19760123 200003 1 001
-
2. Juan Pandu Gya Nur Rochman, S.Si, MT (Pembimbing II)
NIP. 19890612 201504 1 003
-
2. Wien Lestari, ST., MT (Penguji I)
NIP. 19811002 201212 2 003
-
2. M. Singgih Purwanto, S.Si, MT (Penguji II)
NIP. 19800916 200912 1 002

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Geofisika Teknik dan Lingkungan
Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan dan Kebumian
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya



Dr. Ir. Amlan Widodo, M.S.

NIP. 19591010 198803 1 001

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul “**APLIKASI SIMULTANEOUS JOINT INVERSION DATA MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA REKONSTRUKSI MODEL KECEPATAN DI DAERAH SUB-VULKANIK**” adalah benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 3 Januari 2019



Muhammad Irsyad Hibatullah
Nrp 03411440000046

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

APLIKASI *SIMULTANEOUS JOINT INVERSION* DATA
MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA REKONSTRUKSI
MODEL KECEPATAN DI DAERAH SUB-VULKANIK

Nama	: Muhammad Irsyad Hibatullah
NRP	: 03411440000020
Departemen	: Teknik Geofisika
Dosen Pembimbing	: Dr. Dwa Desa Warnana Juan Pandu G.N.R, S.Si, M.T

ABSTRAK

Reservoir sub-vulkanik merupakan salah satu hal menarik dalam dunia eksplorasi cadangan migas di masa mendatang. Tantangan dalam eksplorasi pada *reservoir* sub vulkanik adalah keterbatasan metoda seismik dalam melakukan pencitraan bawah permukaan pada *reservoir* sub-vulkanik, hal itu dikarenakan keberadaan lapisan vulkanik yang terletak diatas *reservoir* sub-vulkanik memiliki kecepatan yang kompleks dan dominasi komponen frekuensi rendah sehingga metode konvensional seperti *Dix Conversion* tidak cukup akurat dalam memodelkan profil Vp di daerah sub-vulkanik. Oleh karena itu dibutuhkan integrasi metode gravitasi dan magnetotellurik dimana pada pengolahan inversi secara terpisah metode MT 1.5D menunjukkan bahwa MT sensitif terhadap kehadiran fasies vulkanik tetapi tidak cukup sensitif terhadap keberadaan *basement*. Sedangkan metode gravitasi sensitif terhadap keberadaan *basement* tetapi tidak cukup sensitif dalam menggambarkan fasies vulkanik. kekurangan setiap metode dalam mencitrakan *reservoir* sub-vulkanik dikarenakan sifat *non uniqueness* dari setiap metode. *Simultaneous Joint Inversion*(SJI) merupakan pengolahan inversi secara bersama dan simultan dengan memanfaatkan hubungan empirik antar parameter fisis sehingga pengolahan dengan SJI dapat mereduksi *non uniqueness* setiap metode. Oleh karena itu dilakukan pengolahan SJI metode gravitasi dan magnetotellurik untuk meningkatkan citra *reservoir* sub-vulkanik. pada penelitian ini didapatkan hasil berupa model yang dapat mencitrakan anomali dari fasies vulkanik dan *basement* dengan RMSE Vp hasil konversi dari profil resistivitas SJI sebesar 0.21, RMSE Vp hasil konversi dari profil densitas SJI sebesar 0.22, dan RMSE Vp *Dix Conversion* sebesar 0.33. sehingga dapat disimpulkan bahwa metode SJI Gravitasi dan Magnetotellurik dapat meningkatkan citra Vp di *reservoir* sub-vulkanik dan dapat mereduksi *non uniqueness* masing-masing metode.

Kata kunci: *Gravitasi, Magnetotellurik, Simultaneous Joint Inversion, Reservoir sub vulkanik*

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

**APPLICATION OF JOINT INVERSION GRAVITY AND
MAGNETOTELLURIK METHODS FOR BUILDING VELOCITY MODEL IN
SUB-VOLCANIC ENVIRONMENT**

Name	: Muhammad Irsyad Hibatullah
NRP	: 03411440000020
Departement	: Teknik Geofisika
Advisors	: Dr. Dwa Desa Warnana Juan Pandu G.N.R, S.Si, M.T

ABSTRACT

Sub volcanic reservoir is one of the interesting things in the world of reserves oil and gas exploration in the future. The challenge in exploration in sub-volcanic reservoirs is the limitation of seismic methods in conducting subsurface imaging of sub-volcanic reservoirs, this is because the presence of volcanic layers that located above sub-volcanic reservoirs has complex speeds, so conventional methods such as Dix Conversion are not accurate enough to model Vp profiles in the sub-volcanic area. Therefore in this thesis, a speed model have reconstructed with a non seismic approach in the form of Simultaneous Joint Inversion processing on MT and Gravity data. Separating the inversion processing MT 1.5D method shows that MT is sensitive to the presence of volcanic facies but is not sensitive enough to the presence of basements. Meanwhile the gravity method is sensitive to the presence of basements but is not sensitive enough to describe volcanic facies. Therefore Simultaneous Joint Inversion processing is carried out by adding the equation of the empirical relationship of physical parameters that can construct the solution from inversion so that the model can image the anomaly of the volcanic facies and basement. The results of this thesis are that the profile of Vp from the SJI resistivity profile has a RMSE value of 0.21, the Vp profile of the conversion from the SJI density profile has RMSE of 0.22, and the Vp profile through the Dix Conversion method has an RMSE of 0.33 therefore a non seismic approach in modeling the Vp profile of the interval in the sub-volcanic environment shows better results than the conventional method through Dix Conversion, so that the non-seismic approach through SJI can be an alternative in imaging Vp profiles in sub-volcanic environments

Keywords: Gravitation, Magnetotelluric, Simultaneous Joint Inversion, Sub vulkanik reservoir

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadiran Allah SWT karena dengan rahmat dan ridho-Nya Sehingga laporan Tugas Akhir dengan judul “Aplikasi *Simultaneous Joint Inversion* Data Magnetotellurik Dan Gravitasi Pada Rekonstruksi Model Kecepatan Di Daerah Sub-Vulkanik” dapat terselesaikan.

Pelaksanaan penelitian dan penyusunan laporan Tugas Akhir ini tidak terlepas dari bantuan, bimbingan dan dukungan dari berbagai pihak. Pada kesempatan ini saya mengucapkan terimakasih kepada:

1. Ayah saya Adityawaman, Ibu saya Nani Mardiani, dan Bibi saya, Yeni Resmiani atas kasih sayang doa, dan dukungannya selama ini terutama selama kuliah dan menyelesaikan Tugas Akhir ini.
2. Aa dan Tete saya, Irwandi dan Irma Rakhmawati yang selalu memberikan contoh, arahan dan saran kepada penulis selama ini.
3. Bapak Dr. Dwa Desa Wanana, Bapak Juan Pandu Gya Nur Rochman, S.Si, MT dan Bapak Firman Syaifuddin, S.Si, M.T selaku dosen pembimbing yang telah memberikan bimbingan, waktu untuk berdiskusi, ide serta kesabaran hingga terselesaikannya Tugas Akhir ini
4. Seluruh dosen dan pegawai administrasi Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak memberikan ilmu selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
5. Fahrenzy Yona A. yang selalu memberi saran, ide, dan dukungan moril selama pengerjaan Tugas Akhir ini.
6. Teman-Teman TG3 yang senantiasa menjadi teman-teman seperjuangan penulis dalam menempuh kuliah di Teknik Geofisika ITS. Solidaritas tanpa batas!
7. Teman-Teman TG2, TG4, TG5, Asrama Lhoktuan, Warkuy yang senantiasa mendukung dan menemani dalam pengerjaan Tugas Akhir ini.
8. Semua pihak yang tidak dapat dituliskan satu per satu oleh penulis, terima kasih banyak atas doa dan dukungannya.

Semoga Allah membalas semua kebaikan semua pihak. Penulis menyadari tentunya penulisan Tugas Akhir ini masih banyak kekurangan. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun sangat diharapkan. Semoga Tugas Akhir ini membawa manfaat bagi penulis pribadi maupun bagi pembaca.

Surabaya, 03 Januari 2019

Penulis,

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN	V
PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR	VII
ABSTRAK	IX
ABSTRACT	XI
KATA PENGANTAR	XIII
BAB 1 PENDAHULUAN	1
1.1 LATAR BELAKANG	1
1.2 PERUMUSAN MASALAH	3
1.3 BATASAN MASALAH	3
1.4 TUJUAN PENELITIAN	3
1.5 MANFAAT PENELITIAN	3
BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 TINJAUAN GEOLOGI	5
2.1.1 Geologi Regional	5
2.1.2 Stratigrafi Regional	8
2.1.3 Model Geologi Kompleks Serayu Utara	9
2.2 METODE GRAVITASI	10
2.2.1 Hukum Newton tentang Gravitasi	10
2.2.2 <i>Forward Modelling</i> metode Gravitasi 2D	11
2.2.3 Skema Pembobotan pada metode gravitasi	12
2.3 METODE MAGNETOTELLURIK	12
2.3.1 Dasar Metode Magnetotellurik	12
2.3.2 <i>Forward Modelling</i> metode Magnetotellurik 1D	13
2.4 METODA INVERSI	16
2.4.1 Inversi non linier dengan pendekatan linier	16
2.4.2 Simultaneous Joint Inversion	19
2.5 CROSS PARAMETER EMPIRICAL RELATIONSHIP	20
2.5.1 Hubungan Kecepatan dan Densitas	21
2.5.2 Hubungan Resistivitas dengan Kecepatan	21
2.6 KECEPATAN RMS	21
BAB 3 METODOLOGI	23
3.1 ALAT DAN BAHAN	23
3.1.1 Data	23
3.1.2 Perangkat Lunak	23

3.2	DIAGRAM ALUR PENELITIAN	23
3.3	PROSEDUR PENELITIAN.....	25
3.3.1	Konversi parameter fisis dan <i>Forward Modelling</i> data sintetik.....	25
3.3.2	Pengolahan inversi secara terpisah.....	25
3.3.3	Pengolahan inversi bersama simultan (<i>Simultaneous Joint Inversion</i>).....	25
BAB 4	PEMBAHASAN.....	27
4.1	ANALISA DATA.....	27
4.1.1	Rekonstruksi Model Geologi dan Parameter Fisis	27
4.1.2	Forward Modelling Data	29
4.2	PENGOLAHAN DATA	33
4.2.1	Pengolahan Inversi Secara Terpisah	33
4.2.2	Pengolahan Simultaneous Joint Inversion	39
4.3	ANALISA DAN PEMBAHASAN	43
4.3.1	Analisa Kualitatif	43
4.3.2	Analisa Kuantitatif	46
BAB 5	KESIMPULAN.....	51
5.1	KESIMPULAN	51
5.2	SARAN	51

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Fisiografi Zona Serayu(Husein,2013)	5
Gambar 2.2 Tektonostratigrafi Kenozoikum Zona Serayu (Asikin, 1996)	8
Gambar 2.3 Skema geologi pada tengah jawa menampilkan <i>petroleum play</i>	9
Gambar 2.4 Model North Serayu Basin yang akan digunakan sebagai model (Van Bemmelen, 1964)	10
Gambar 2.5 Model 2D, menunjukkan data poin i dan blok j . d dan h adalah dimensi horizontal dan vertical dari dasar blok persegi panjang	11
Gambar 2.6 Model 1 - dimensi yang terdiri dari n - lapisan horisontal homogen (bumi berlapis horisontal). Parameter model adalah tahanan-jenis (ρ) dan ketebalan (h) tiap lapisan, lapisan terakhir adalah half-space dengan ketebalan tak berhingga (Grandis, 1999).....	14
Gambar 2.7 Algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier (Grandis, 2009)	19
Gambar 2.8 Ilustrasi kecepatan RMS dan Interval	22
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian	24
Gambar 4.1 model geologi <i>Reservoir</i> Sub-vulkanik dengan parameter V_p (Ghazalli,2016).....	27
Gambar 4.2 model <i>Reservoir</i> Sub-vulkanik dengan parameter densitas hasil konversi persamaan Gardner (2.33)	28
Gambar 4.3 model <i>Reservoir</i> Sub-vulkanik dengan parameter Resistivitas hasil konversi persamaan Faust (2.34).....	29
Gambar 4.4 Plot data kurva anomali Gravitasi pada <i>reservoir</i> sub-vulkanik hasil forward modelling	30
Gambar 4.5 model <i>Reservoir</i> Sub-vulkanik dengan parameter densitas beserta titik pengukuran	30
Gambar 4.6 model <i>Reservoir</i> Sub-vulkanik dengan parameter resistivitas beserta titik pengukuran	31
Gambar 4.7 <i>Pseudosection Apparent Resistivity</i> seluruh titik.	32
Gambar 4.8 (a). kurva <i>Apparent Resistivity</i> ; (b) kurva <i>Phase</i> ; (c). Penampang 1D <i>True resistivity</i> pada titik ke-4 dari <i>reservoir</i> sub-vulkanik.	32
Gambar 4.9 <i>Pseudosection Phase</i>	33
Gambar 4.10 (a) data <i>Pseudosection Phase</i> observasi;(b) data <i>Pseudosection Apparent Resistivity</i> observasi; (c) data <i>Pseudosection Phase</i> hasil Inversi; (d) data <i>Pseudosection Apparent Resistivity</i> hasil Inversi.....	34
Gambar 4.11 contoh hasil Inversi Magnetotellurik 1D; (a) plot antara kurva <i>apparent resistivity</i> kalkulasi dan observasi ; (b) plot antara kurva <i>phase</i> kalkulasi dan observasi; (a) plot antara <i>Resistivity</i> hasil inversi dan <i>true Resistivity</i>	34

Gambar 4.12 (a) Model <i>True</i> Resistivitas ;(b) Model Resistivitas hasil inversi 1.5D MT	35
Gambar 4.13 (a) parameter yang digunakan dalam inversi MT 1.5D;(b) Grafik RMSE(sumbu Y) terhadap Iterasi(sumbu X).....	35
Gambar 4.14 (a) model <i>True</i> Densitas ; (b) Model Densitas Hasil Inversi Gravitasi 2D.....	37
Gambar 4.15 Plot data anomali Gravitasi Hasil Inversi(titik biru) dengan Anomali Gravitasi observasi (Garis Biru)	38
Gambar 4.16 (a) parameter yang digunakan dalam inversi Gravitasi; (b) plot RMSE terhadap Iterasi.....	38
Gambar 4.17 Parameter yang digunakan dalam pengolahan Joint Inversion ...	39
Gambar 4.18 (atas) <i>True resistivity</i> model; (bawah) model resistivitas hasil <i>Simultaneous Joint Inversion</i>	40
Gambar 4.19 (atas) <i>True density</i> model; (bawah) model densitas hasil <i>Simultaneous Joint Inversion</i>	41
Gambar 4.20 Data Observasi.....	42
Gambar 4.21 Grafik RMSE Magnetotellurik dan Gravitasi pada pengolahan <i>Simultaneous Joint Inversion</i>	42
Gambar 4.22 (a) <i>True Vp Interval</i> ; (b) Hasil konversi Vp interval dari model densitas <i>Independent Inversion</i> ;(c) model Vp hasil <i>Dix Conversion</i> ;(d) Hasil konversi Vp interval dari model densitas hasil <i>Simultaneous Joint Inversion</i>	44
Gambar 4.23 (a) <i>True Vp Interval</i> ; (b) Hasil konversi Vp interval dari model resistivitas <i>Independent Inversion</i> ;(c) model Vp hasil <i>Dix Conversion</i> ;(d) Hasil konversi Vp interval dari model resistivitas hasil <i>Simultaneous Joint Inversion</i>	45
Gambar 4.24 (a) <i>True Model Vp</i> ;(b) <i>Absolute Error</i> Vp hasil konversi densitas dari inversi terpisah metode Gravitasi; ;(c) <i>Absolute Error</i> Vp hasil konversi <i>Simultaneous Joint Inversion</i> model densitas; ;(d) <i>Absolute Error</i> Vp hasil <i>Dix Conversion</i> ;(e) <i>Absolute Error</i> Vp hasil konversi densitas dari inversi terpisah metode Magnetotellurik ;(f) <i>Absolute Error</i> Vp hasil konversi <i>Simultaneous Joint Inversion</i> model Resistivitas;...	47
Gambar 4.25 nilai RMSE model	49

DAFTAR TABEL

Tabel 4.1 Parameter fisis model geologi.....	27
--	----

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Reservoir sub-vulkanik merupakan salah satu hal menarik dalam dunia eksplorasi industri migas dalam 15 tahun terakhir (Colombo dkk., 2008; Gallagher dan Dromgoole, 2007; Ghazalli dkk., 2016; Bjoern Heincke dkk., 2006; Hibatullah, Pratama, dkk., 2018; Jegen dkk., 2009; Mammo, 2010; M. Panzner dkk., 2014; Martin Panzner dkk., 2016; Satyana, 2015; Varming dkk., 2012) dimana salah satu kasus *reservoir* sub-vulkanik berada pada daerah cekungan serayu utara. Menurut (Satyana, 2015) daerah serayu utara memiliki potensi batuan induk yang mengandung unsur organik yang tertutup dengan lapisan batuan vulkanik. Karakter batuan vulkanik yang kompak, memberikan tekanan terhadap batuan induk yang kaya unsur organik, sehingga usur tersebut terdekomposisi akibat pengaruh temperatur dan tekanan tinggi sehingga terbentuk hidrokarbon. Salah satu indikator keberadaan hidrokarbon pada daerah cekungan serayu utara adalah keterdapatn rembesan minyak bumi ke permukaan (*seepage*) sehingga hal tersebut menyebabkan daerah serayu utara memiliki potensi hidrokarbon.

Tantangan dalam eksplorasi pada *reservoir* sub-vulkanik adalah keterbatasan metoda seismik dalam melakukan pencitraan bawah permukaan pada *reservoir* sub-vulkanik (Satyana, 2015), hal itu dikarenakan keberadaan fasies vulkanik menyebabkan buruknya penetrasi sinyal seismik *sehingga event reflector* di bawah fasies vulkanik menjadi tidak jelas (*blur*). Sinyal seismik yang berhasil menembus lapisan vulkanik tersebut pada umumnya di dominasi oleh komponen sinyal berfrekuensi rendah yang berada pada rentang 2-6Hz (Ghazalli dkk., 2016). Dominasi frekuensi rendah pada *reservoir* sub-vulkanik menyebabkan sulitnya membedakan data dengan *noise* (Sholehah, 2017) sehingga pemodelan kecepatan RMS memiliki akurasi yang rendah. Selain itu, kompleksitas model kecepatan interval pada *reservoir* sub-vulkanik menyebabkan sulitnya melakukan pencitraan model kecepatan interval melalui metode konvensional seperti *Dix conversion* (Dix, 1955) dimana menurut (Yilmaz, 2001) metode *Dix conversion* hanya dapat diterapkan apabila daerah pengukuran memiliki model kecepatan yang sederhana. Sedangkan menurut (Fagin, 1998) pada daerah yang memiliki struktur geologi yang kompleks atau variasi kecepatan yang kompleks diperlukan pengolahan seismik pada domain kedalaman dimana pengolahan seismik pada domain kedalaman membutuhkan informasi kecepatan interval yang akurat sehingga dapat menghasilkan citra posisi reflektor yang akurat dan representatif.

Berangkat dari sulitnya melakukan pencitraan pada reservoir sub-vulkanik apabila hanya mengandalkan metode seismik maka (Mardani dkk., 2016; Sholehah, 2017) mencoba melakukan pendekatan dengan mengintegrasikan metode seismik dengan metode gravitasi dan (Hoversten dkk., 2015; Martin Panzner dkk., 2016) melakukannya dengan mengintegrasikan metode seismik dengan metode magnetotellurik. Proses integrasi dilakukan dengan memanfaatkan konversi parameter fisis densitas-kecepatan interval dan resistivitas-kecepatan interval dengan menggunakan persamaan empirik yang telah dikemukakan oleh (Faust, 1951; Gardner dkk., 1974). Menurut (Hibatullah, Pratama, dkk., 2018; Hoversten dkk., 2015) metode magnetotellurik sensitif terhadap kehadiran kontras anomali resistivitas dari fasies vulkanik tetapi metode magnetotellurik masih belum dapat memodelkan keberadaan *basement* yang baik. Sedangkan menurut (Hibatullah, Pratama, dkk., 2018; Mardani dkk., 2016; Sholehah, 2017) metode gravitasi sensitif terhadap kehadiran kontras anomali densitas tinggi dari fasies vulkanik dan *basement* tetapi masih belum dapat memodelkan anomali densitas rendah dari fasies sedimen yang berada di sub-vulkanik. Menurut (B. Heincke dkk., 2014) hal ini disebabkan oleh *non uniqueness* dan keterbatasan dari setiap metode. Untuk menyelesaikan permasalahan *non uniqueness* tersebut, (B. Heincke dkk., 2014; Moorkamp dkk., 2011; De Stefano dkk., 2011) melakukan pendekatan dengan menggunakan *Simultaneous Joint Inversion*.

Simultaneous Joint Inversion adalah proses inversi yang dilakukan secara simultan antara metode gravitasi dan magnetotellurik sehingga kedua metode tersebut saling terkorelasi dengan secara empirik. Keunggulan pada metode *Simultaneous Joint Inversion* ini adalah mampu mereduksi *non uniqueness* setiap metode dengan mengkonstrain secara empirik model setiap domain sehingga kelebihan dan kekurangan setiap metode dapat saling melengkapi satu sama lain. Berdasarkan keunggulannya tersebut metode *Simultaneous Joint Inversion* telah digunakan untuk melakukan pencitraan atau pemodelan kecepatan interval pada daerah yang tidak dapat di citrakan oleh metode seismik, contoh nya adalah pada daerah *sub-salt* (Virgilio dkk., 2010) dan sub-vulkanik (Colombo dkk., 2008; B. Heincke dkk., 2014) dimana pada kasus pencitraan dan pemodelan kecepatan interval pada daerah sub-vulkanik oleh (Colombo dkk., 2008; B. Heincke dkk., 2014; Hibatullah, Pasaribu, dkk., 2018; Hibatullah, Pratama, dkk., 2018) menunjukan hasil yang lebih baik dan detail, sehingga pada penelitian ini akan dilakukan pendekatan dengan menggunakan *Simultaneous Joint Inversion* metode gravitasi dan magnetotellurik untuk meningkatkan citra model kecepatan interval *reservoir* sub-vulkanik.

1.2 Perumusan Masalah

Dengan latar belakang penelitian dapat dirumuskan masalah

1. Bagaimana meningkatkan akurasi model kecepatan interval pada *reservoir* sub-vulkanik dengan *Simultaneous Joint Inversion* metode gravitasi dan metode magnetotellurik?
2. Apakah model densitas dan resistivitas hasil pemodelan *Simultaneous Joint Inversion* lebih baik dibandingkan pemodelan inversi terpisah?

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini dibatasi hanya pada proses rekonstruksi profil kecepatan dengan menggunakan *Simultaneous Joint Inversion* data Magnetotellurik sintetik dan Gravitasi sintetik dengan hubungan empirik antara parameter yang telah ditentukan

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian tugas akhir ini adalah :

1. Meningkatkan akurasi model kecepatan interval pada *reservoir* sub-vulkanik dengan *Simultaneous Joint Inversion* metode gravitasi dan metode magnetotellurik.
2. Meningkatkan akurasi pemodelan inversi model densitas dan resistivitas dengan menggunakan *Simultaneous Joint Inversion*.

1.5 Manfaat Penelitian

Adapun manfaat dari dilakukannya penelitian ini:

- Bagi akademisi, sebagai referensi untuk penelitian lebih lanjut mengenai eksplorasi geofisika di daerah vulkanik
- Bagi pemerintah dan perusahaan eksplorasi, sebagai acuan bentuk parameter akuisisi untuk kegiatan eksplorasi kembali.

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

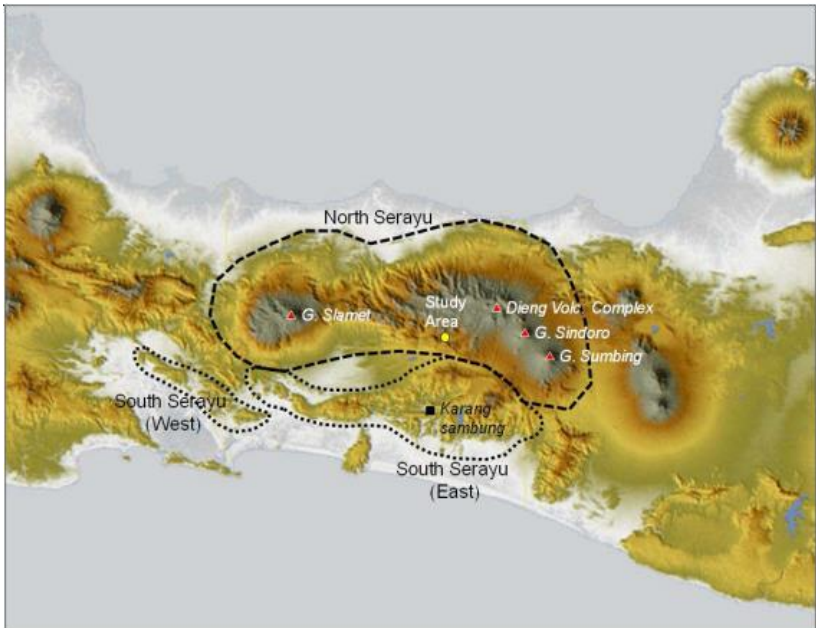
BAB 2

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Tinjauan Geologi

2.1.1 Geologi Regional

Fisiografi orogenik Jawa Tengah dibentuk oleh dua jalur pegunungan utama, yaitu Zona Serayu Selatan dan Zona Serayu Utara. Dalam sejarah geologinya, kedua jalur pegunungan tersebut juga berperan sebagai cekungan sedimenter.



Gambar 2.1 Fisiografi Zona Serayu(Husein,2013)

Zona Serayu Utara hanya terdiri dari satu jalur pegunungan berarah timur-barat, dengan geometri melengkung membuka ke arah selatan, dan kedua ujungnya ditempati oleh gunung api Kuartar. Ujung bagian timur dimulai dari penjajaran G. Sumbing dan G. Sindoro berarah barat laut tenggara, yang dilanjutkan dengan kehadiran kompleks vulkanik Dieng ke arah barat-barat laut. Ujung barat Zona Serayu Utara ditandai dengan kehadiran G. Slamet. Stratigrafi regional dan deformasi tektonik kedua Zona Serayu tersebut memiliki keterkaitan satu dengan lainnya. Zona Serayu Selatan memiliki batuan-batuan pra-Tersier dan Paleogen yang tersingkap ke permukaan di daerah Karang Sambung. Kompleks Luk-Ulo yang berumur Kapur Akhir, serta Formasi Karang Sambung dan Formasi Totogan yang berumur Paleogen, terbentuk oleh proses longsoran gravitasional laut dalam pasca kolisi antara *Sundaland* dan

lempeng kontinen mikro Jawa Timur, dimana fragmen aneka bahan (batuan metamorfik, batuan beku, batuan sedimen laut) bercampur-bancuh dalam massa dasar batu lempung. Terdapat perkembangan karakter sedimentasi yang menarik dari *matrix-dominated* pada Kompleks Luk-Ulo dan Formasi Karangsambung menjadi lebih *fragment-dominated* pada Formasi Totogan (Asikin dkk., 1996). Hal ini dapat mengindikasikan semakin mendangkalnya lingkungan sedimentasi dan semakin kuatnya pengangkatan Karangsambung saat Paleogen Akhir.

Memasuki Oligosen Akhir, Jawa Tengah diduga mengalami segmentasi tektonik busur vulkanik yang telah dimulai sejak Eosen Tengah), dengan berkembangnya busur vulkanik di Zona Serayu Selatan dan terbentuknya peregangan cekungan belakang busur di Zona Serayu Utara. Vulkanisme Serayu Selatan ditandai dengan pengendapan Formasi Gabon di tepi selatan (Van Bemmelen, 1964) menganggap breksi vulkanik Gabon sebagai bagian dari Zona Pegunungan Selatan Jawa Tengah) dan Formasi Waturanda di bagian tengah Zona Serayu Selatan. Formasi Gabon tersusun atas breksi andesit, setempat tuf lapili, lava, dan lahar, dimana sebagian besar litologi tersebut telah mengalami alterasi (Asikin dkk., 1996). Sedangkan Formasi Waturanda terdiri atas batupasir vulkanik di bagian bawah, mengandung sisipan napal tufan, dan berubah menjadi breksi andesit di bagian atas.

Ke arah utara, Formasi Rambatan mulai diendapkan semenjak Miosen Awal di lingkungan lereng cekungan belakang busur yang labil, menutupi kelompok sedimen gravitasional Wora-wari yang lebih dahulu terbentuk saat Oligosen Akhir akibat pembukaan cekungan belakang busur Serayu Utara. Formasi Rambatan terdiri dari batu pasir karbonatan dan konglomerat dengan perselingan serpih, napal, dan tuf.

Memasuki Miosen Tengah, vulkanisme Serayu Selatan berkurang intensitasnya, yang kemungkinan disebabkan oleh efek rotasi berlawanan arah jarum jam yang dialami oleh *Sundaland* yang mempengaruhi proses subduksi di selatan Jawa saat itu. Pada masa ini, batugamping terumbu Formasi Kalipucang menutupi tinggian vulkanik Formasi Gabon (Asikin dkk., 1996), dan batulempung gampingan Formasi Penosogan berkembang di bagian yang lebih dalam di Busur Vulkanik Serayu Selatan. Napal dan tuf masih dijumpai menyisip dalam Formasi Penosogan (Asikin dkk., 1996). Ke utara, Formasi Penosogan menjemari dengan Formasi Rambatan yang masih terus diendapkan selama Miosen Tengah. Miosen Akhir ditandai perkembangan busur vulkanik ganda (*double-arc*) di Jawa Tengah, dengan reaktifasi vulkanisme Serayu Selatan yang bersamaan munculnya vulkanisme Serayu Utara (Gambar 2.1). Secara umum, pada periode ini, batu pasir vulkanik Formasi Halang mendominasi kedua zona. Fraksi kasar dan fragmen vulkanik disumbangkan oleh Formasi Peniron di Zona Serayu Selatan dan Formasi Kumbang untuk Zona Serayu Utara (Asikin 1996).

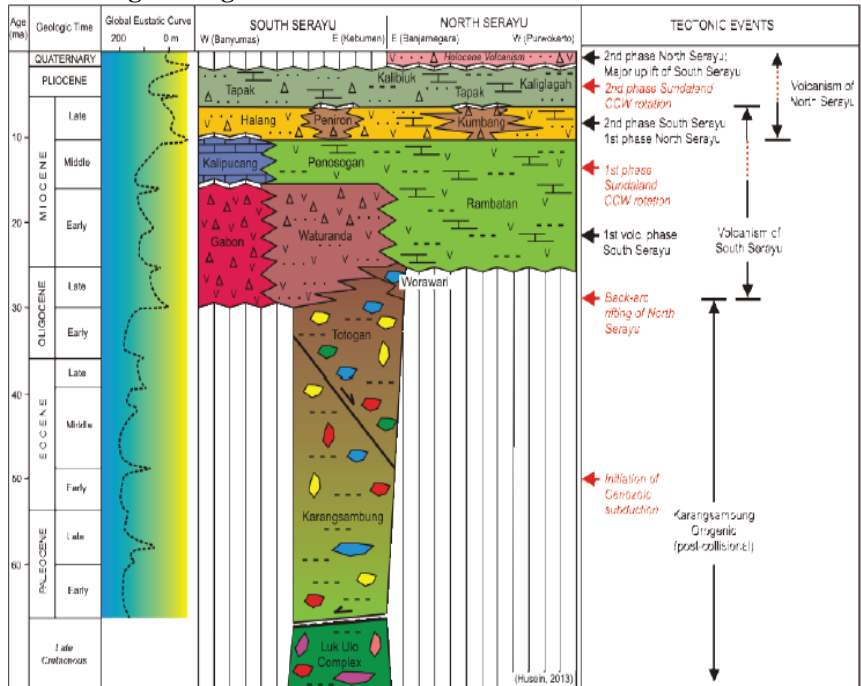
Pada periode ini, dapat dianggap bahwa cekungan belakang busur Serayu Utara telah berubah menjadi busur vulkanik.

Perubahan konfigurasi tektonik regional diduga kembali terjadi pada kala Pliosen, ditandai dengan berhentinya aktivitas vulkanisme Serayu Selatan dan berkurangnya intensitas vulkanisme Serayu Utara. (Hall, 2012) mengaitkannya dengan fase akhir rotasi Sundaland. Pada masa tectonic quiescence ini, sedimentasi batupasir gampingan Formasi Tapak berlangsung di kedua zona Serayu. Fragmen moluska banyak dijumpai dalam Formasi Tapak (Asikin, 1996). (Satyana, 2015) menempatkan awal sedimentasi Tapak di Miosen Akhir (N17). Semakin ke atas, Formasi Tapak semakin menghalus. Di daerah Serayu Utara, anggota Tapak yang tersusun atas napal dan batu lempung gampingan dinamakan Formasi Kalibiuk, dan nama Formasi Kaliglagah bagi yang mengandung lignit. Pada periode tectonic quiescence Pliosen inilah proses pelipatan di zona Serayu Selatan dan Serayu Utara berlangsung intensif.

Plistosen ditandai dengan reaktifasi Busur Vulkanik Serayu Utara, dengan serangkaian aktivitas vulkanisme di lingkungan darat oleh Ligung, Mengger, Gintung dan Linggopodo untuk bagian barat, dan vulkanisme Ligung, Damar, dan Kaligetas untuk bagian timur. Vulkanisme Plistosen tersebut dilanjutkan dengan vulkanisme Holosen oleh Jembangan, Dieng, Sumbing, dan Sindoro untuk bagian timur, dan vulkanisme Slamet untuk bagian barat. Tingginya aktivitas vulkanisme Kuartar di Zona Serayu Utara tersebut diduga menghasilkan *volcanic load* yang besar yang dapat memicu pengangkatan isostatik Zona Serayu Selatan sebagai proses deformasi paling akhir dan yang paling berperan menghasilkan bentukan fisiografi yang tampak saat ini di kedua zona tersebut. Pada periode ini, akibat pengangkatan isostatik yang intensif, bagian inti Zona Serayu Selatan mengalami proses denudasi yang paling besar hingga menyingkapkan batuan-batuan pra-Tersier dan Paleogen di Karangsambung.

Sistem petroleum yang bekerja di Zona Serayu Utara tersusun atas elemen-elemen berupa batuan induk yang berumur Miosen Awal, batuan *reservoir* dari Formasi Rambatan dan Halang, batuan penyekat intra-formasi Rambatan dan Formasi Tapak, serta jebakan hidrokarbon berupa antiklin dan sesar anjak. *Petroleum play* yang dapat berlaku ialah konsep *toe-thrusting* yang berhubungan dengan pengangkatan Neogen, sistem antiklin yang terinversi, serta sistem terumbu pada horst cekungan tersebut (Satyana, 2015).

2.1.2 Stratigrafi Regional



Gambar 2.2 Tektonostratigrafi Kenozoikum Zona Serayu (Asikin, 1996)

Berikut formasi dalam stratigrafi Cekungan Serayu Utara:

2.1.2.1 Formasi Rambatan

Formasi Rambatan tersusun atas serpih, napal, dan batu pasir gampingan. Napal berselang-seling dengan batupasir gampingan berwarna kelabu muda. Pada bagian atas terdiri dari batupasir gampingan berwarna abu-abu muda sampai biru keabu-abuan. Umur dari Formasi Rambatan adalah Miosen Tengah dan tebalnya diperkirakan 300 meter.

2.1.2.2 Formasi Halang

Formasi Halang tersusun atas batu pasir andesit, konglomerat tufan, dan napal bersisipan batu pasir. Terdapat jejak organisme di atas bidang perlapisan batu pasir. Formasi Halang merupakan jenis endapan sedimen turbidit pada zona batial atas. Umur Formasi Halang adalah Miosen Akhir dan mempunyai ketebalan 390-2600 meter. (Satyana, 2015) menyatakan Formasi Halang Bagian Atas disusun oleh batu pasir, batu lempung, dan perselingan antara batu pasir dan batu lempung. Pada perselingan batu pasir dan batu lempung dicirikan oleh batu pasir yang berwarna abu-abu, halus-kasar, tebal lapisan 10-20 cm, struktur sedimen perlapisan bersusun, laminasi sejajar, dan batu lempung berwarna kehitaman, tebal 0.5-10 cm.

2.1.2.3 Formasi Kumbang

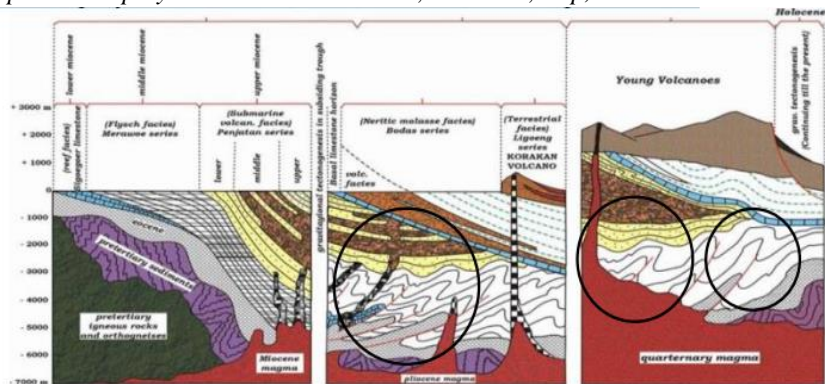
Formasi Kumbang terdiri dari breksi, lava andesit, tuf, di beberapa tempat breksi batu apung dan tuf pasir. Terdapat juga aliran lava andesit dan basalt. menyatakan umur formasi ini Miosen Tengah-Pliosen Awal. Formasi Kumbang merupakan endapan turbidit dari suatu sistem kipas bawah laut (*upper fan*) yang dipengaruhi oleh kegiatan vulkanisme.

2.1.2.4 Formasi Tapak

Formasi Tapak tersusun atas batu pasir berbutir kasar berwarna kehijauan dan konglomerat, setempat breksi andesit. Bagian atas terdiri dari batu pasir gamping dan napal berwarna hijau yang mengandung kepingan moluska. Anggota breksi Formasi Tapak terdiri dari breksi gunung api dan batu pasir tufan. Anggota Batu gamping Formasi Tapak merupakan lensa-lensa gamping tak berlapis yang berwarna kelabu kekuningan. Umur dari Formasi Tapak adalah Pliosen Awal-Pliosen Tengah. Ketebalan dari formasi ini berkisar antara 500-1650 meter.

2.1.3 Model Geologi Kompleks Serayu Utara

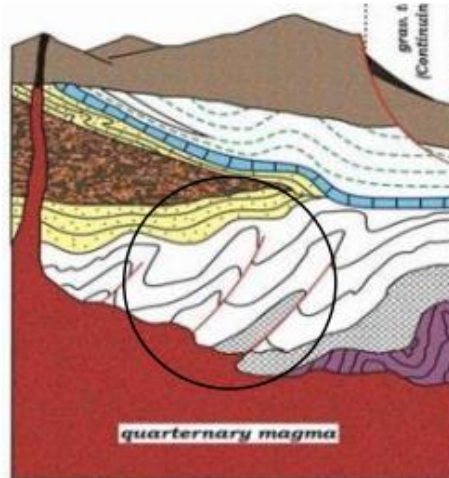
Model Geologi yang digunakan adalah hasil modifikasi dari penampang Geologi *North Serayu Basin*. Model geologi ini digunakan karena memiliki *petroleum play* mulai dari *source rock, reservoir, trap, dan seal*.



Gambar 2.3 Skema geologi pada tengah Jawa menampilkan *petroleum play* Serayu Utara, lingkaran hitam menunjukan toe thrust yang merupakan jebakan hidrokarbon yang ditutupi oleh batuan vulkanik (Van Bemmelen, 1964)

Terlihat adanya *uplift* pada *South Serayu Range* (bagian Selatan) dan *Subsidence* pada bagian *North Serayu*. Sedimen tebal terdepositkan ke arah *North Serayu* dan mengalami deformasi oleh gravitasi tektonik menjadi lapisan tipis berupa lipatan dan thrust belts. Kemudian lapisan sedimen ini ditutupi oleh lapisan *volcanic-clastic* yang tebal pada kurun waktu Neogene akhir hingga Pleistosen.

Dengan cerita geologi diatas maka dapat diasumsikan model ini memiliki cerita yang masuk akal mengenai kemungkinan adanya hidrokarbon pada lapisan sedimen tebal. Model yang digunakan adalah bagian tengah karena terdapat sedimen yang telah mengalami deformasi tektonik sehingga menjadi lipatan dan cocok sebagai *reservoir* hidrokarbon. Dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 2.4 Model North Serayu Basin yang akan digunakan sebagai model (Van Bemmelen, 1964)

2.2 Metode Gravitasi

2.2.1 Hukum Newton tentang Gravitasi

Menurut (Telford dkk., 1976) teori gaya berat didasarkan oleh hukum Newton tentang gravitasi. Hukum gravitasi Newton yang menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah benda adalah sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan jarak kuadrat antara pusat massa kedua benda tersebut.

$$\bar{F}(\mathbf{r}) = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (2.1)$$

dengan: \bar{F} = gaya tarik menarik (Newton)

G = konstanta universal gravitasi ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

m^1 = massa benda 1 (kg)

m^2 = massa benda 2 (kg)

r = jarak antar pusat massa (m)

Untuk gaya gravitasi antara benda bermassa m dengan bumi bermassa M , adalah:

$$\bar{F} = G \frac{mM}{r^2} \quad (2.2)$$

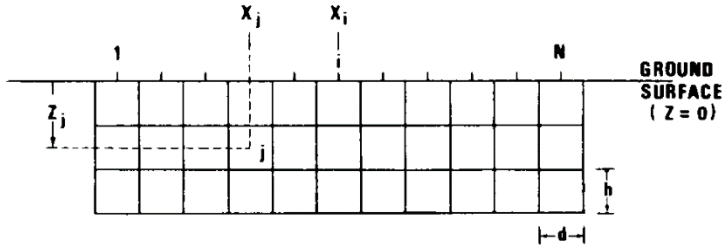
karena jarak benda ke permukaan bumi sangat kecil, maka nilai r sebanding dengan nilai jari-jari bumi (R), sehingga persamaan (2.2) menjadi:

$$\bar{F} = G \frac{mM}{R^2} \quad (2.3)$$

2.2.2 Forward Modelling metode Gravitasi 2D

Berdasarkan hukum newton diatas menurut (Last dan Kubik, 1983) apabila terdapat model 2 dimensi seperti Gambar 2.1 maka persamaan *forward modelling* gravitasi nya adalah

$$g_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} v_j + e_i \quad (2.4)$$



Gambar 2.5 Model 2D, menunjukkan data poin i dan blok j . d dan h adalah dimensi horizontal dan vertical dari dasar blok persegi panjang

Dimana g_i adalah nilai gravitasi ke- i , v_j adalah densitas pada setiap *grid-j*, e_i adalah *noise* yang berasosiasi dengan data titik i , dan a_{ij} = matrix yang merepresentasikan pengaruh gravitasi dari blok j pada nilai gravitasi i . Maka, persamaan matematis untuk a_{ij} adalah

$$a_{ij} = 2\gamma \left[\left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right) \log \left(\frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) + d \log \left(\frac{r_4}{r_3} \right) - \left(z_j + \frac{h}{2} \right) (\theta_4 - \theta_2) + \left(z_j + \frac{h}{2} \right) (\theta_3 - \theta_1) \right] \quad (2.5)$$

dimana,

$$\begin{aligned}
r_1^2 &= \left(z_j - \frac{h}{2}\right)^2 + \left(x_i - x_j + \frac{d}{2}\right)^2 \\
r_2^2 &= \left(z_j + \frac{h}{2}\right)^2 + \left(x_i - x_j + \frac{d}{2}\right)^2 \\
r_3^2 &= \left(z_j - \frac{h}{2}\right)^2 + \left(x_i - x_j - \frac{d}{2}\right)^2 \\
r_4^2 &= \left(z_j + \frac{h}{2}\right)^2 + \left(x_i - x_j - \frac{d}{2}\right)^2 \\
\theta_1 &= \arctan(x_i - x_j + \frac{d}{2}) / (z_j - \frac{h}{2}) \\
\theta_2 &= \arctan(x_i - x_j + \frac{d}{2}) / (z_j + \frac{h}{2}) \\
\theta_3 &= \arctan(x_i - x_j - \frac{d}{2}) / (z_j - \frac{h}{2}) \\
\theta_4 &= \arctan(x_i - x_j - \frac{d}{2}) / (z_j + \frac{h}{2})
\end{aligned} \tag{2.6}$$

Dengan γ sebagai konstanta gravitasi.

2.2.3 Skema Pembobotan pada metode gravitasi

Untuk mengurangi ambiguitas dan *non uniqueness* pada pengolahan inversi Gravitasi 2D (Vatankhah dkk., 2014) memperkenalkan skema pembobotan yang di jelaskan oleh persamaan berikut

$$W_{M \times M} = P^{-1} Q V \tag{2.7}$$

Dimana persamaan diatas terdiri dari 2 matriks diagonal P , Q dan V . Sementara Q adalah matriks pembobotan kedalaman dengan elemen diagonal seperti berikut

$$Q_{jj} = \frac{1}{(z_j + \sigma)^\beta} \tag{2.8}$$

Seperti ditunjukkan oleh (Li dan Oldenburg, 1996, 1998; Pilkington, 1996) dengan keterangan Z_j adalah koordinat sumbu z, j dan σ adalah angka kecil untuk menghindari singularitas pada permukaan.

2.3 Metode Magnetotellurik

2.3.1 Dasar Metode Magnetotellurik

Metode magnetotellurik (MT) menurut (Simpson dan Bahr, 2005) merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika pasif yang memanfaatkan

medan elektromagnetik alam. Medan EM tersebut ut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga spectrum frekuensinya sangat lebar. Metode magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metode geofisika yang dinilai paling baik digunakan dalam eksplorasi panas bumi karena kemampuannya untuk memetakan nilai resistivitas batuan sistem panas bumi. Metode tersebut mengukur dua komponen orthogonal medan listrik (\vec{E}) dan dua komponen orthogonal medan magnet (\vec{H}). Rasio dari medan listrik dan medan magnet merupakan nilai resistivitas semu yang kita kenal sebagai tensor impedan (\mathbf{Z}). Tensor impedan magnetotellurik dapat didefinisikan sebagai berikut

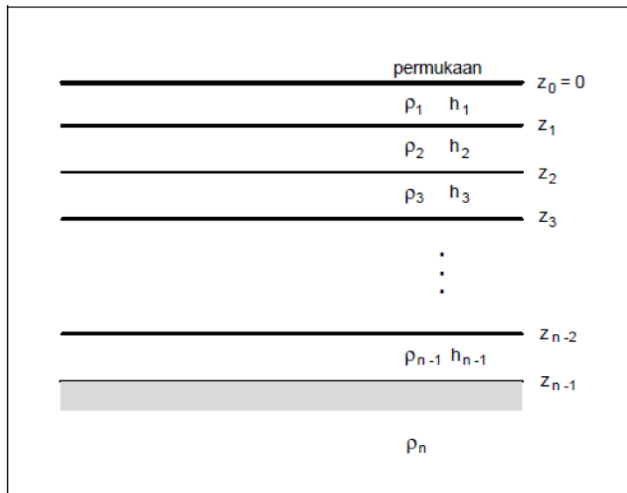
$$\begin{bmatrix} Z_{XX} & Z_{XY} \\ Z_{YX} & Z_{YY} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_X \\ H_Y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_X \\ E_Y \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

Medan elektromagnetik alami (medan elektromagnetik primer) sebagai sumber metode magnetotellurik sampai ke bumi dengan memiliki variasike Bumi dengan memiliki variasi si terhadap waktu. Medan elektromagnetik tersebut menginduksi *ore body* di bawah permukaan Bumi sehingga *eddy current* (arus *telluric*) yang menimbulkan medan elektromagnetik sekunder. *Receiver* yang berada di permukaan menangkap total medan elektromagnetik sebagai penjumlahan dari medan elektromagnetik primer dan medan elektromagnetik sekunder.

2.3.2 *Forward Modelling metode Magnetotellurik 1D*

Menurut (Hendra Grandis, 1999) impedansi dinyatakan sebagai perbandingan antara medan listrik (\vec{E}) dan medan magnet (\vec{H}) bergantung pada tahanan-jenis medium atau batuan. Dengan demikian, impedansi sebagai fungsi dari perioda memberikan informasi mengenai tahanan-jenis medium sebagai fungsi dari kedalaman. Berdasarkan hal tersebut metoda sounding MT dilakukan dengan merekam data berupa variasi medan listrik dan medan magnet pada beberapa perioda tertentu

u. Jika tahanan-jenis hanya bervariasi terhadap kedalaman, maka model yang digunakan untuk merepresentasikan kondisi ini adalah model 1-dimensi (1-D). Pada umumnya digunakan model yang terdiri dari beberapa lapisan horizontal dengan masing-masing lapisan bertahanan-jenis konstan atau homogen dan isotropis (model bumi berlapis horizontal). Dalam hal ini parameter model adalah tahanan-jenis dan ketebalan tiap lapisan dengan lapisan terakhir berupa medium homogen (Gambar 2.6)



Gambar 2.6 Model 1 - dimensi yang terdiri dari n - lapisan horizontal homogen (bumi berlapis horizontal). Parameter model adalah tahanan-jenis (ρ) dan ketebalan (h) tiap lapisan, lapisan terakhir adalah half-space dengan ketebalan tak berhingga (Grandis, 1999).

Terdapat beberapa alternatif cara perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horizontal. Namun secara umum, perhitungan impedansi tersebut menggunakan rumus rekursif yang menghubungkan impedansi di permukaan dua lapisan yang berurutan. Dari impedansi di permukaan lapisan terakhir yang berupa medium homogen (Persamaan (2.10) dan (2.14)) dapat dihitung impedansi dipermukaan lapisan di atasnya, demikian seterusnya secara rekursif hingga diperoleh impedansi di permukaan bumi (lapisan pertama).

Berdasarkan Persamaan tersebut, impedansi pada kedalaman z_j dalam lapisan ke -j adalah sebagai berikut,

$$Z_j(Z_I) = \frac{K_j}{i\omega\mu_0} \frac{A_j e^{-k_j Z_I} + B_j e^{+k_j Z_I}}{A_j e^{-k_j Z_I} - B_j e^{+k_j Z_I}}$$

$$Z_j(Z_I) = Z_{I,j} \frac{e^{-2k_j Z_I} + B_j/A_j}{e^{-k_j Z_I} + B_j/A_j} \quad (2.10)$$

$z_{I,j}$ adalah impedansi intrinsik lapisan ke - j seperti telah didefinisikan pada Persamaan (2.11) .

Untuk mengeliminasi koefisien B_j / A_j pada Persamaan (2.11), kita definisikan impedansi pada kedalaman z_2 dalam lapisan ke - j dengan cara yang sama seperti pada Persamaan (2.11). Kemudian kita peroleh harga koefisien sebagai fungsi impedansi pada kedalaman z_2 sebagai berikut,

$$B_j/A_j = \frac{Z_j(Z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(Z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j Z_I} \quad (2.11)$$

Substitusi persamaan (2.11) ke dalam Persamaan (2.12) menghasilkan

$$Z_j(Z_I) = \frac{e^{-2k_j Z_I} + \frac{Z_j(Z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(Z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j Z_I}}{e^{-2k_j Z_I} - \frac{Z_j(Z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(Z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j Z_I}} \quad (2.12)$$

$$Z_j(Z_I) = Z_{I,j} \frac{1 + \frac{Z_j(Z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(Z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j Z_I}}{1 - \frac{Z_j(Z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(Z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j Z_I}} \quad (2.13)$$

Jika z_1 dan z_2 masing-masing adalah kedalaman permukaan (*top*) dan bagian bawah (*bottom*) lapisan ke- j maka selisihnya adalah ketebalan lapisan tersebut (h_j). Sebagai implikasi kontinuitas komponen tangensial medan listrik dan medan magnet pada batas lapisan maka impedansi juga kontinyu sehingga diperoleh

$$Z_j(Z_2) = Z_{j+1}(Z_2) \quad (2.14)$$

Untuk selanjutnya impedansi selalu didefinisikan di permukaan lapisan ($Z_{j+1}(z_2) = Z_{j+1}$) sehingga dari Persamaan 13 diperoleh Persamaan berikut,

$$Z_j = Z_{I,j} \frac{1 - R_j e^{-2k_j(h_j)}}{1 + R_j e^{-2k_j(h_j)}} \quad (2.15)$$

$$R_j = \frac{Z_{I,j} - Z_{j+1}}{Z_{I,j} + Z_{j+1}} \quad (2.16)$$

Persamaan (2.15) merupakan rumus rekursif yang menyatakan impedansi di permukaan lapisan ke - j sebagai fungsi parameter lapisan tersebut (r_j dan h_j) dan impedansi di permukaan lapisan yang terletak di bawahnya (lapisan ke- $j+1$). Dengan demikian kita dapat menghitung impedansi di permukaan bumi (Z_1) yang terdiri dari sejumlah n -lapisan jika parameter model diketahui (resolusi *forward problem*).

Impedansi bumi berlapis horisontal dapat dianggap sebagai impedansi medium homogen dengan tahanan-jenis ekuivalen atau tahanan-jenis semu sehingga impedansi tersebut dapat dinyatakan sebagai tahanan-jenis dan fasa,

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_I|^2 \quad (2.17)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}Z_I}{\text{Re}Z_I} \right) \quad (2.18)$$

Kurva *sounding* yang menyatakan variasi tahanan-jenis medium sebagai fungsi kedalaman adalah kurva tahanan-jenis semu dan fasa sebagai fungsi periode.

2.4 Metoda Inversi

2.4.1 Inversi non linier dengan pendekatan linier

Pada prinsipnya semua formulasi yang telah digunakan untuk menyelesaikan permasalahan inversi linier dapat diperluas untuk memperoleh solusi non linier. Secara umum sebagian besar permasalahan inversi dalam geofisika adalah inversi non linier. Meskipun demikian pada beberapa kasus, permasalahan inversi dapat dipilih atau dibuat menjadi linier maupun non linear bergantung pada parameterisasi model yang dipilih. Menurut (H. Grandis, 2009; Menke, 2012; Zhdanov, 2015) hubungan antara data dengan parameter model secara umum dapat dinyatakan oleh persamaan berikut

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad (2.19)$$

Persamaan tersebut dapat pula digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi non linier. Dalam hal ini \mathbf{g} adalah suatu fungsi pemodelan kedepan (*forward modeling*) yang merupakan fungsi non-linier dari parameter model. Fungsi \mathbf{g} dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data.

Misalkan solusi inversi dari persamaan diatas adalah model \mathbf{m} yang merupakan suatu model awal \mathbf{m}_0 yang di perturbasi dengan $\Delta\mathbf{m}$ agar diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respon model tersebut dengan data :

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m} \quad (2.20)$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m}) \quad (2.21)$$

Jika persamaan diatas dituliskan kembali dalam bentuk komponennya maka diperoleh:

$$d_i = g_i(\mathbf{m}_0^{(j)} + \delta \mathbf{m}_j) \quad (2.22)$$

Dimana $i = 1, 2, \dots, N$ dan $j = 1, 2, \dots, M$ dengan N dan M masing masing adalah jumlah data dan jumlah parameter model.

Ekspansi Taylor orde pertama fungsi $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ disekitar suatu model awal \mathbf{m}_0 dengan menggunakan notasi komponen seperti persamaan \mathbf{d} menghasilkan :

$$g_i(\mathbf{m}_0^{(j)} + \delta \mathbf{m}_j) \approx g_i(\mathbf{m}_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right| \delta \mathbf{m}_j + O(\delta \mathbf{m}_j) \quad (2.23)$$

Dimana $O(\delta \mathbf{m}_j)$ adalah suku sisa yang melibatkan turunan orde ke-dua dan orde-orde yang lebih tinggi. Hasil substitusi Persamaan (2.22) ke dalam Persamaan (2.23) dengan mengabaikan suku sisa tersebut adalah sebagai berikut

$$d_i = g_i(\mathbf{m}_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right| \delta \mathbf{m}_j \quad (2.24)$$

suku ke-dua pada ruas kanan persamaan diatas adalah komponen turunan parsial fungsi $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ terhadap suatu elemen parameter model \mathbf{m} yang membentuk matriks Jacobi atau *Jacobian matrix* berikut:

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \quad (2.25)$$

Selanjutnya substitusi da pengaturan kembali persamaan d_i menghasilkan

$$d_i - g_i(\mathbf{m}_0^{(j)}) = J_{ij} \delta \mathbf{m}_j \quad (2.26)$$

Bentuk lengkap dalam notasi matriks persamaan diatas adalah

$$\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0) = \mathbf{J}_0 \Delta \mathbf{m}_0 \text{ atau } \Delta \mathbf{d}_0 = \mathbf{J}_0 \Delta \mathbf{m}_0 \quad (2.27)$$

Dimana \mathbf{J}_0 adalah matriks Jacobi yang dievaluasi pada $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0$. Dengan menganggap $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$ maka persamaan diatas mirip dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linier antara data dengan parameter model, yaitu $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$.

Dalam hal ini dapat dikatakan bahwa data digantikan oleh perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Sementara itu matriks kernel digantikan oleh matriks Jacobi yang menyatakan sejauhmana data prediksi berubah sebagai akibat dari perubahan atau perturbasi model. Oleh karena itu matriks Jacobi seringpula disebut sebagai matriks sensitivitas (*sensitivity matrix*).

Kemiripan bentuk persamaan diatas dengan persamaan yang menyatakan hubungan linier antara data dengan parameter yang menyatakan hubungan linier antara data dengan parameter model $\mathbf{d}=\mathbf{Gm}$ mengindikasikan hubungan linier antara $\Delta\mathbf{d} = \mathbf{d}-\mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$ dengan $\Delta\mathbf{m}_0$. Berdasarkan analogi, solusi inversi dalam bentuk $\Delta\mathbf{m}_0$ dari suatu permasalahan yang dapat dinyatakan oleh persamaan diatas adalah sebagai berikut:

$$\Delta\mathbf{m}_0 = [\mathbf{J}_0^T \mathbf{J}_0]^{-1} \mathbf{J}_0^T (\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)) \quad (2.28)$$

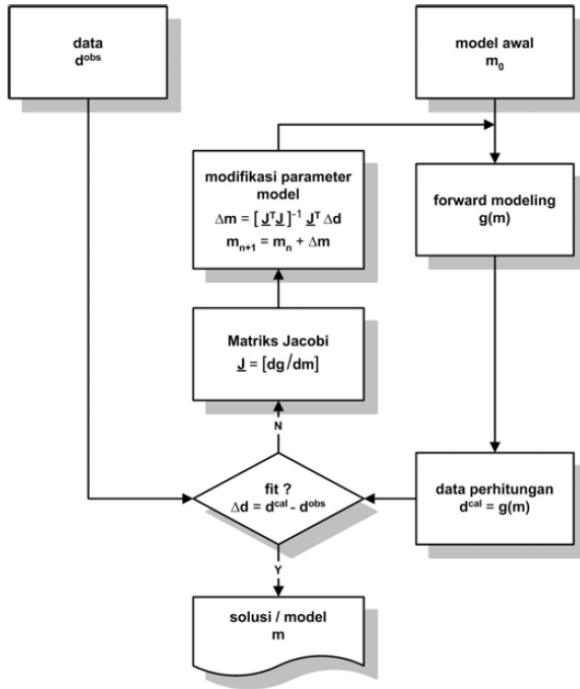
Persamaan diatas pada dasarnya menyatakan perturbasi yang diperlukan terhadap suatu model awal \mathbf{m}_0 agar diperoleh model yang lebih baik, yaitu $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta\mathbf{m}$. Respons model \mathbf{m} diharapkan lebih *fit* dengan data.

Mengingat sifat non linier dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model (pemodelan kedepan) maka pendekatan orde pertama tersebut tidak dapat langsung menghasilkan model optimum. Oleh karena itu proses perturbasi model dilakukan terhadap model awal \mathbf{m}_0 secara iteratif menggunakan persamaan diatas sampai diperoleh konvergensi menuju solusi optimum.

Untuk memperoleh solusi inversi atau model optimum diperlukan perturbasi secara iteratif suatu model awal \mathbf{m}_0 . dengan demikian pada iterasi ke-(n+1) perturbaasi dilakukan terhadap model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan berikut:

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + [\mathbf{J}_0^T \mathbf{J}_0]^{-1} \mathbf{J}_0^T (\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)) \quad (2.29)$$

Algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier ditampilkan pada gambar dibawah ini



Gambar 2.7 Algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier (Grandis, 2009)

2.4.2 Simultaneous Joint Inversion

Fungsi objektif misfit Φ adalah untuk menentukan model mana yang telah dianggap memiliki penjelasan yang tepat untuk data observasi. Dengan mengikuti pendekatan Tarantola (Tarantola, 2005) dan mendefinisikan ketidakcocokan (misfit) dalam sebuah model \mathbf{m} dengan sebuah set data \mathbf{d} seperti

$$\Phi_d(\mathbf{m}) = [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}]^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}] \quad (2.30)$$

Disini, $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ merupakan data sintesis dari pemodelan kedepan untuk model yang diberikan, \mathbf{d}_{obs} merupakan matriks data observasi dan \mathbf{C}_d^{-1} merupakan inversi dari matriks kovarian data. Termasuk kovarian data dalam fungsi objektif mengurangi pengaruh observasi dengan besar kesalahan dan menyamakan

pengaruh data dengan kesalahan relatif yang serupa terlepas dari besarnya setiap datum. Properti terakhir ini adalah penting untuk data Magnetotellurik, di mana impedansi pada frekuensi tinggi bisa dilakukan pada nilai magnitudo lebih besar dari pada frekuensi rendah. Sebagai tambahan, definisi misfit jenis ini memberi kita kriteria objektif untuk ketidakcocokan data yang cukup kecil, ketika $\Phi_d(\mathbf{m}) = N$ dimana N adalah angka dari observasi.

Hal ini merupakan resiko dari meningkatnya data misfit, walaupun seringkali masih bisa dijelaskan dengan kesalahan dalam pengamatan. Fungsi regularisasi yang digunakan untuk *joint* inversi memiliki bentuk

$$\Phi_{reg}(\mathbf{m}) = \sum_i \alpha_i (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{W}_i^T \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \beta (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (2.31)$$

Dengan menjumlahkan tiga arah sumbu $i = \{x, y, z\}$ dan beban kontribusi untuk setiap arah dengan bobot α_i . Matriks \mathbf{W}_i adalah perkiraan *finite difference* spasial pertama atau kedua turunan dari parameter model dalam arah masing-masing (Farquharson dan Oldenburg, 1998). Hal ini tergantung pilihan \mathbf{W}_i dengan mencari model yang memiliki variasi parameter minimum antara sel yang berdekatan atau kelengkungan minimum, masing-masing. \mathbf{m}_0 adalah model a priori yang bisa kita gunakan untuk menjaga hasil inversi tetap dekat untuk model referensi ini. Dengan menyertakan istilah untuk meminimalkan nilai total vektor model, meskipun biasanya menyimpan yang sesuai berat β kecil. Demikian pula dengan definisi tentang ketidakcocokan data, dapat dilakukan dengan memasukkan model \mathbf{C}_M kovarians matriks diagonal. Perubahan entri dari matriks ini dapat memungkinkan untuk membatasi variasi tertentu bagian dari model, misalnya untuk memperbaiki struktur yang diketahui.

Sehingga menurut (Moorkamp dkk., 2011; De Stefano dkk., 2011) untuk fungsi objektif dari *Simultaneous joint inversion* dengan konstrain *empirical relationship* dapat dituliskan sebagai berikut

$$\Phi_{joint} = \Phi_{d.Gravity} + \Phi_{d.MT} + \Phi_{Reg\ dens} + \Phi_{Reg\ res} \quad (2.32)$$

Berikut merupakan indeks $\Phi_{Reg\ dens}$ dan $\Phi_{Reg\ res}$ menunjukkan regularisasi untuk bagian densitas dan konduktivitas atau resistivitas dari vektor model, masing-masing.

2.5 Cross Parameter Empirical Relationship

Persamaan empirik merupakan persamaan yang dapat mengkorelasi antara 2 atau lebih domain berdasarkan suatu hukum tertentu dimana pada penelitian

ini digunakan 2 persamaan empirik yaitu persamaan faust dan persamaan gardner sebagai berikut.

2.5.1 Hubungan Kecepatan dan Densitas

Menurut (Gardner dkk., 1974) parameter fisis batuan merupakan nilai karakter fisis yang dimiliki batuan, seperti kecepatan, resistivitas dan densitas. Terkadang dalam eksplorasi parameter ini didapatkan maka dari itu perlu persamaan yang menunjukkan hubungan antara parameter fisis. Persamaan hubungan antara kecepatan dan densitas sering digunakan dalam industri minyak dan gas. Persamaan Gardner tersebut adalah sebagai berikut

$$\rho = a (V_p)^b \quad (2.33)$$

Dengan ρ adalah nilai densitas (g/cm^3), V_p adalah nilai kecepatan interval (m/s) dan nilai a dan b ditentukan oleh *fitting* regresi.

2.5.2 Hubungan Resistivitas dengan Kecepatan

Persamaan Faust (Faust, 1951) adalah sebuah persamaan yang menghubungkan sifat kecepatan gelombang (V_p) dengan sifat resistivitas. Hubungan keduanya adalah sebagai berikut:

$$V_p = a(Rd)^c \quad (2.34)$$

$$\text{Log}(V_p) = \text{log}(a) + c \text{log}(Rd) \quad (2.35)$$

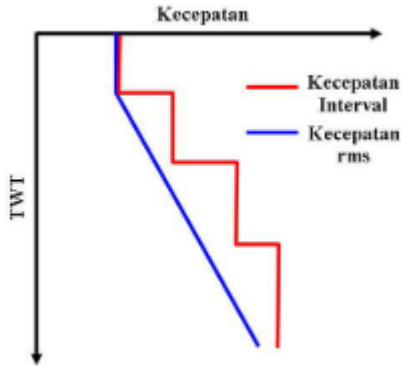
Dengan R adalah resistivitas (ohm.m); d adalah kedalaman (m); V_p adalah kecepatan interval (m/s) dan nilai a dan c ditentukan oleh *fitting* regresi.

2.6 Kecepatan RMS

Menurut (Yilmaz, 2001) kecepatan RMS adalah nilai yang menghitung kecepatan gelombang pada lapisan satu ke lapisan tertentu secara two way time $t(0)$ dari sumber ke penerima dengan menggunakan persamaan:

$$v_{rms}^2 = \sum_{l=1}^n \frac{v_l^2 t_l(0)}{t(0)} \quad (2.36)$$

Kecepatan Interval adalah kecepatan lapisan ke- n yang dihitung melalui persamaan yang diturunkan dari kecepatan rms menggunakan persamaan Dix. Gambar 2.8. Memperlihatkan ilustrasi dari kecepatan rms dan interval.



Gambar 2.8 Ilustrasi kecepatan RMS dan Interval

Transformasi Dix atau *Dix Conversion* (Dix, 1955) digunakan untuk mendapatkan

kecepatan interval pada setiap layer menggunakan persamaan

$$v_n^2 = v_{rms_n}^2 t(0)_n - v_{rms_{n-1}}^2 t(0)_{n-1} / (t(0)_n - t(0)_{n-1}) \quad (2.37)$$

Dimana V_n adalah kecepatan interval dengan $V_{(n-1)}$ adalah layer yang terletak dibawah V_n , T_n dan T_{n-1} berhubungan dengan *two-way time, zero-offset times* dan V_n dan $V_{(n-1)}$ berhubungan dengan kecepatan rms. Prosedur untuk menghitung lapisan kecepatan dan reflektor *depth* menggunakan *Dix Conversion* termasuk *stacking* kecepatan adalah sebagai berikut:

1. *Pick time* horizon untuk mendapatkan T_n dan T_{n-1}
2. Ekstrak kecepatan rms pada setiap lapisan
3. Menggunakan persamaan Dix untuk menghitung kecepatan interval pada setiap layer dari kuantitas nilai rms yang diketahui dan waktu pada batas atas dan batas bawah lapisan.
4. Menggunakan kecepatan interval dan waktu pada batas lapisan untuk menghitung *depth* pada setiap batas lapisan. Jika input adalah penampang yang belum termigrasi menggunakan sudut *normal rays*. Dan *image rays* untuk input data yang telah termigrasi.

Penggunaan *Dix conversion* dalam perhitungan kecepatan interval tidak sepenuhnya akurat. Kecepatan interval hasil *Dix conversion* menampilkan osilasi sinusoidal yang disebabkan oleh ayunan *stacking* kecepatan itu sendiri.

BAB 3

METODOLOGI

3.1 Alat dan Bahan

3.1.1 Data

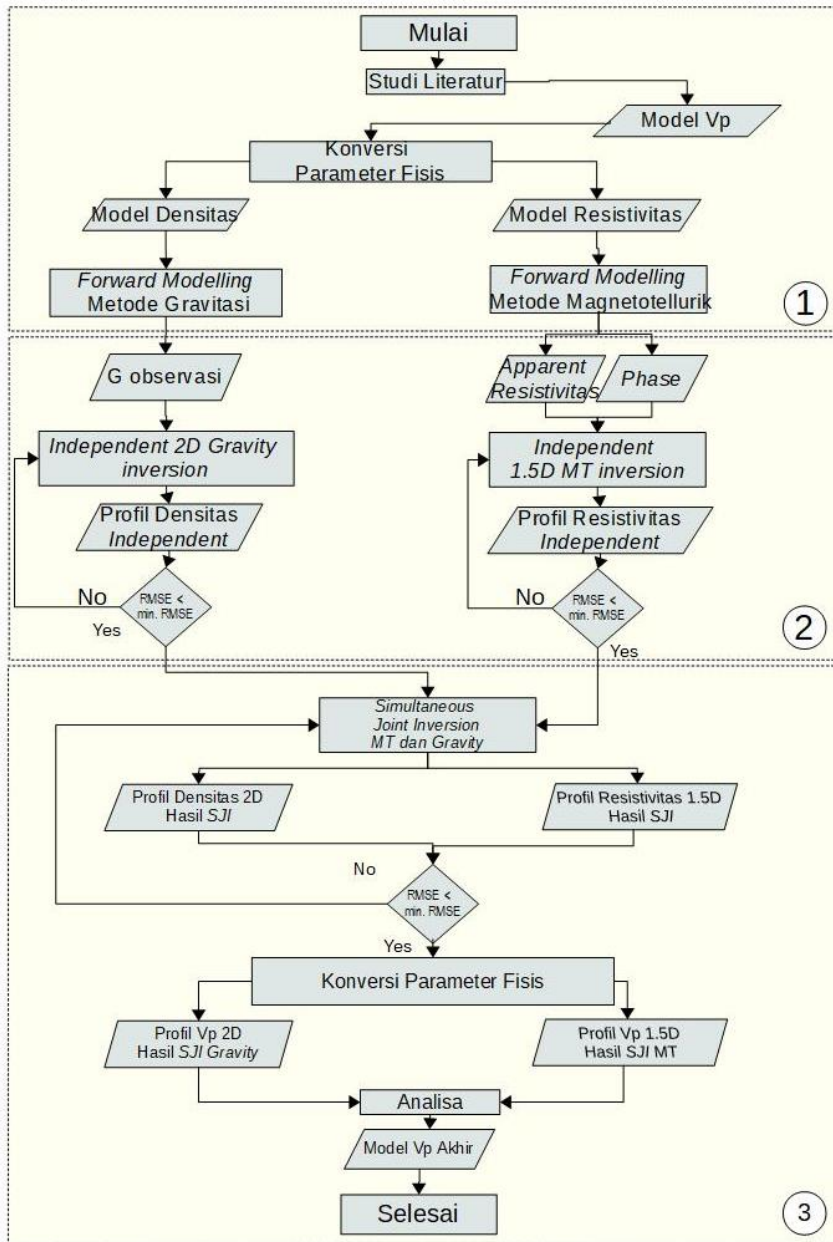
Data yang digunakan pada penelitian tugas akhir ini adalah data sintetik seismik, data sintetik Anomali Bouger, dan data sintetik Magnetotellurik hasil dari *forward modelling* dari model geologi.

3.1.2 Perangkat Lunak

Perangkat Lunak yang digunakan pada penelitian tugas akhir ini adalah perangkat lunak MATLAB 2018b.

3.2 Diagram Alur Penelitian

Desain penelitian pada penelitian tugas akhir di jelaskan dalam diagram alir pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

3.3 Prosedur Penelitian

Secara garis besar prosedur penelitian dapat dibagi menjadi 3 bagian yaitu tahap konversi parameter fisis dan *forward modelling*, pengolahan inversi secara terpisah, dan pengolahan *Simultaneous Joint Inversion*.

3.3.1 Konversi parameter fisis dan *Forward Modelling* data sintetik

Tahap pertama pada penelitian ini adalah studi literatur mengenai model geologi beserta parameter fisis yang merepresentasikan kondisi *reservoir* di lingkungan vulkanik. Parameter fisis yang digunakan pada penelitian ini adalah parameter Kecepatan gelombang P atau V_p dimana selanjutnya parameter V_p tersebut akan di konversi menjadi parameter Resistivitas berdasarkan persamaan (2.34) dan parameter Densitas dengan menggunakan persamaan (2.33)

berdasarkan 2 parameter model tersebut maka selanjutnya dilakukan pemodelan kedepan atau *forward modelling* data kurva *Apparent Resistivity* dan fasa dengan menggunakan parameter model resistivitas serta data G observasi dengan menggunakan parameter model densitas.

3.3.2 Pengolahan inversi secara terpisah

Pengolahan inversi secara terpisah dilakukan pada setiap domain data. Pada data magnetotellurik dilakukan inversi 1.5D profil resistivitas dengan menggunakan data *Apparent Resistivity* dan *phase*, sedangkan pada data *Gravity* dilakukan inversi densitas dengan menggunakan data Anomali Gravitasi. Pada proses inversi perlu di tentukan parameter inversi seperti *smoothness order*, *damping factor*, *flatness degree*, *linier solver*, dan parameter inversi lainnya. Apabila hasil inversi independen belum dirasa cukup, maka proses inversi dilakukan ulang dengan menentukan ulang parameter inversi. Hasil dari proses inversi adalah berupa *initial model* dan Parameter inversi lainnya.

3.3.3 Pengolahan inversi bersama simultan (*Simultaneous Joint Inversion*)

Simultaneous Joint Inversion dilakukan dengan menggunakan data observasi kedua metode, *initial model*, *cross parameter empirical relationship*, dan parameter inversi yang telah ditentukan. Proses inversi ini berjalan secara simultan untuk mendapatkan *multi-parameter model* atau model resistivitas dan model densitas Untuk melakukan inversi secara simultan diperlukan sebuah penghubung antara 2 model yang berbeda. Hubungan antara 2 model tersebut di hubungkan dengan *cross parameter empirical relationship* Dimana *cross parameter empirical relationship* ditunjukkan oleh persamaan (2.33) dan (2.34) yang merupakan persamaan penghubung secara empirik antara 2 model yang berbeda.

Proses *Simultaneous Joint Inversion* menghasilkan *output* berupa *multi parametric model* yang merupakan model yang berisi 2 parameter model yang berbeda yaitu densitas dan resistivitas. Pada setiap *output* yang dihasilkan oleh

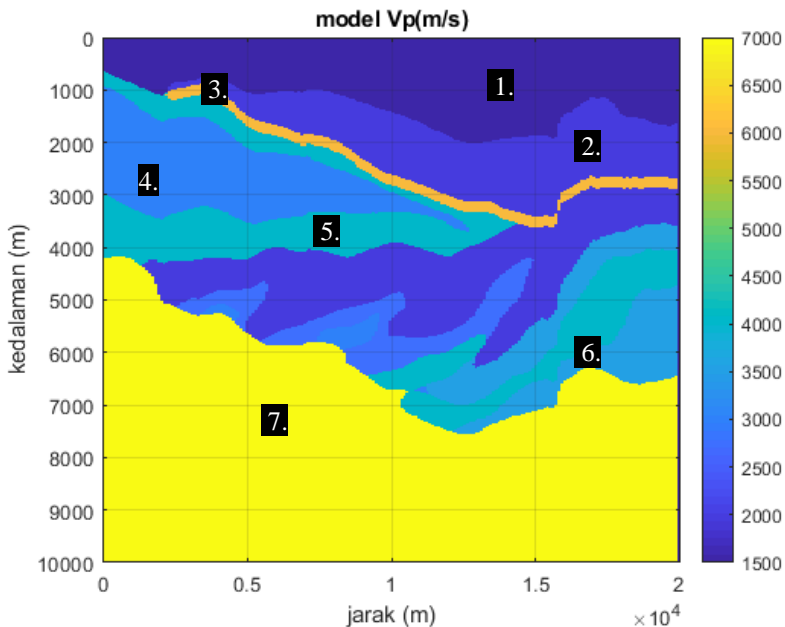
Simultaneous Joint Inversion dilakukan evaluasi mengenai nilai misfit, bentuk model, atau nilai parameter model. Apabila hasil evaluasi cukup baik, maka *multiparametric model* tersebut sudah final sedangkan apabila hasil evaluasi tidak cukup baik maka akan dilakukan proses *Simultaneous Joint Inversion* kembali. *Output* dari proses *Simultaneous Joint Inversion* ini merupakan model kecepatan gelombang P.

BAB 4 PEMBAHASAN

4.1 Analisa Data

4.1.1 Rekonstruksi Model Geologi dan Parameter Fisis

Data sintetis dibuat berdasarkan rekonstruksi model geologi daerah Cekungan Serayu Utara yang didapat dari referensi penelitian sebelumnya (Ghazalli, 2016). Model rekonstruksi geologi ditunjukkan oleh Gambar 4.1 serta informasi parameter fisisnya ditunjukkan oleh Tabel 4.1.

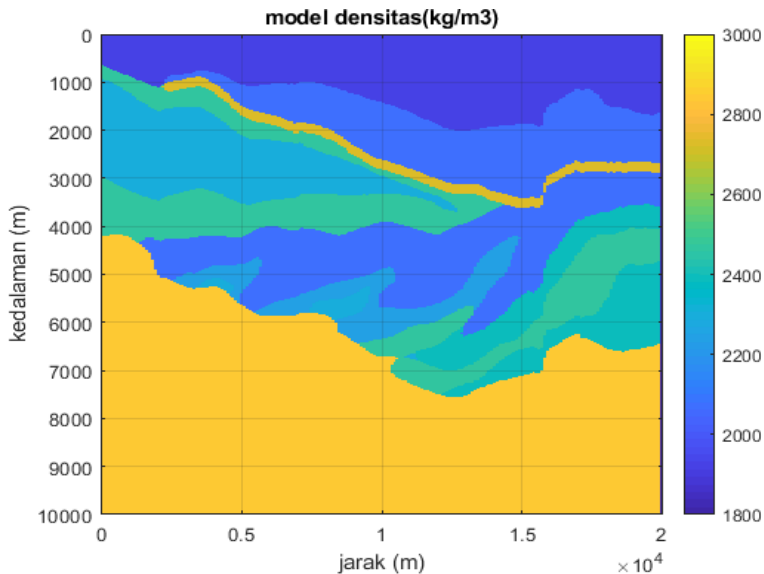


Gambar 4.1 model geologi *Reservoir* Sub-vulkanik dengan parameter Vp (Ghazalli,2016)

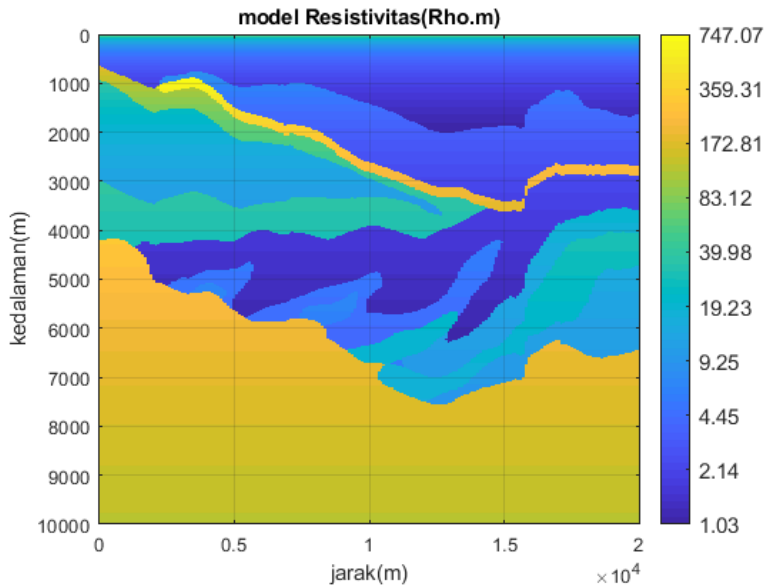
Tabel 4.1 Parameter fisis model geologi

Lapisan ke	Tipe Lapisan	Vp(m/s)
1	<i>Soil</i>	1000 - 1800
2	Batuan Pasir	2000
3	Basalt	6000
4	Fasies Vulkanik	3000 - 5000
5	Fasies Vulkanik	4000 - 5000
6	<i>Sandstone</i>	2000 - 3000
7	<i>Basement</i> Vulkanik	7000

Parameter fisis yang direkonstruksi pada penelitian ini hanya parameter fisis V_p (Kecepatan Gelombang P) sehingga dibutuhkan sebuah konversi untuk mendapatkan parameter fisis dari densitas dan resistivitas. Konversi parameter V_p ke parameter densitas parameter fisis dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan Gardner yang ditunjukkan oleh persamaan (2.33) dan konversi parameter V_p ke parameter resistivitas parameter fisis dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan Faust yang ditunjukkan oleh persamaan (2.34). Hasil konversi parameter fisis ditunjukkan oleh Gambar 4.3 untuk model resistivitas dan Gambar 4.4 untuk model densitas.



Gambar 4.2 model *Reservoir* Sub-vulkanik dengan parameter densitas hasil konversi persamaan Gardner (2.33)



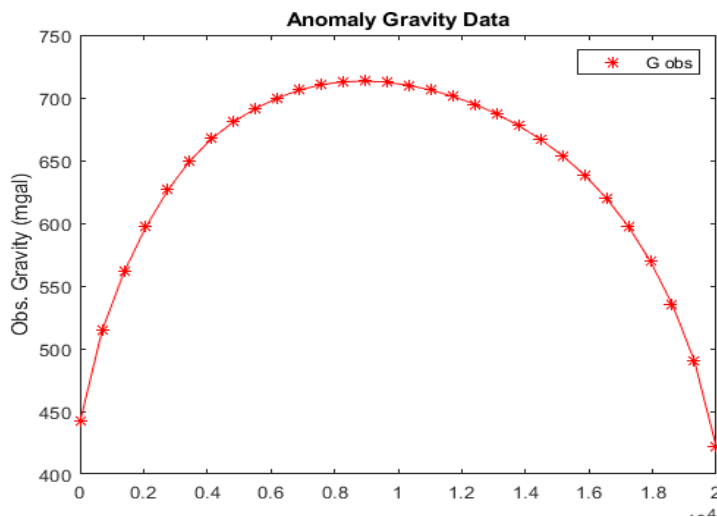
Gambar 4.3 model *Reservoir* Sub-vulkanik dengan parameter Resistivitas hasil konversi persamaan Faust (2.34)

4.1.2 Forward Modelling Data

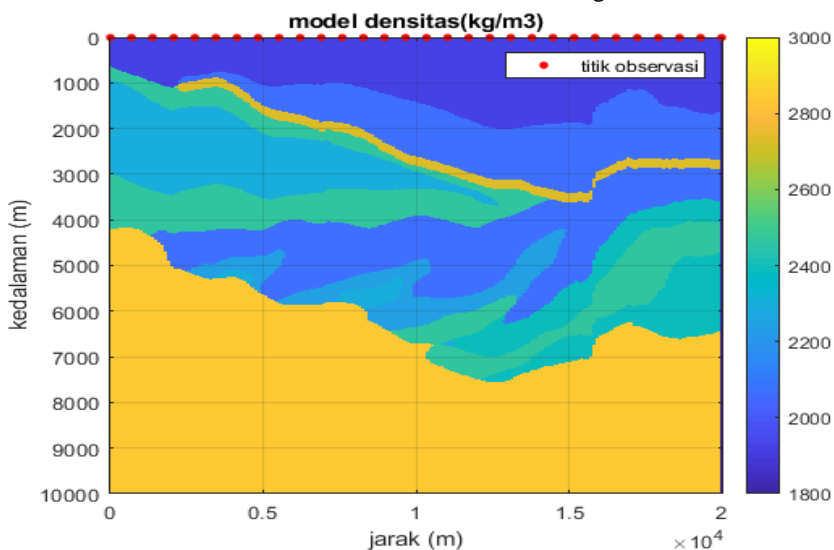
Forward modelling dilakukan untuk mendapatkan data pengukuran sintetik G observasi untuk metode Gravitasi, kurva *Apparent Resistivity* dan *phase* untuk metode Magnetotellurik.

4.1.2.1 Forward Modelling Metode Gravitasi

Forward Modelling metode gravitasi dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan (2.4). Jumlah titik yang diukur adalah 30 titik dengan spasi 600 m untuk setiap titiknya. Lokasi dari setiap titik ditunjukkan oleh Gambar 4.5 dan nilai G observasi yang dihasilkan di tunjukkan oleh Gambar 4.6.



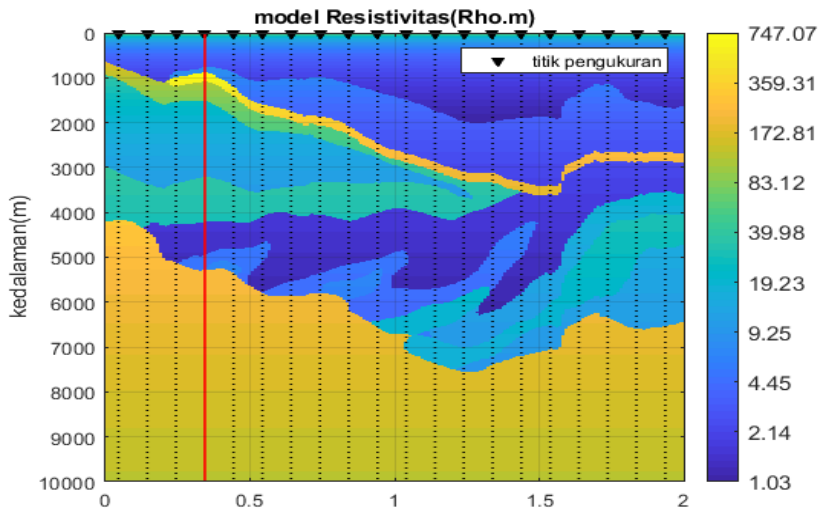
Gambar 4.4 Plot data kurva anomali Gravitasi pada *reservoir* sub-vulkanik hasil forward modelling



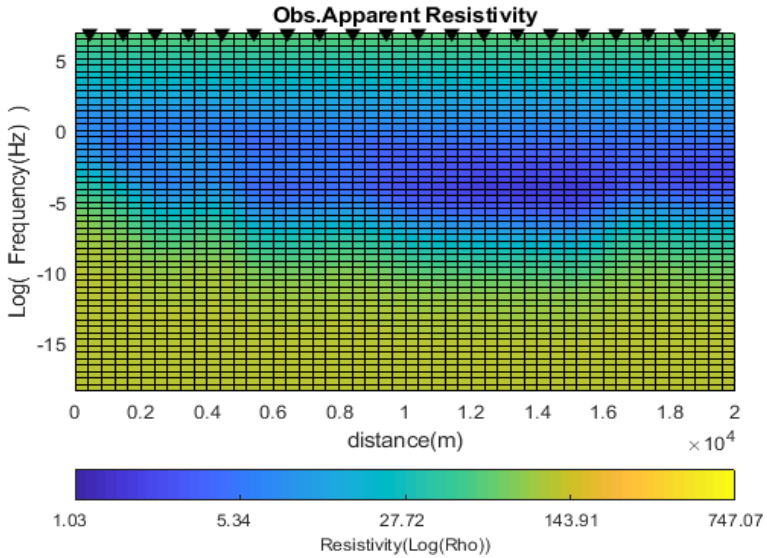
Gambar 4.5 model *Reservoir* Sub-vulkanik dengan parameter densitas beserta titik pengukuran

4.1.2.2 Forward Modelling Magnetotellurik 1D

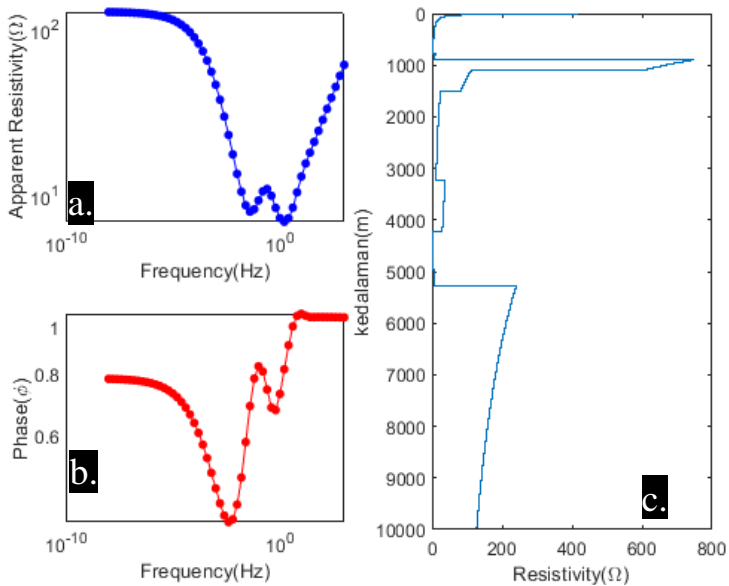
Forward Modelling metode magnetotellurik 1D dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan (2.16), dan (2.17). Jumlah titik yang diukur adalah 20 titik dengan rentang frekuensi pengukuran 10^{-8} Hz sampai 10^3 Hz. Gambar 4.6 menunjukkan model resistivitas beserta lokasi titik pengukuran Magnetotellurik. Contoh hasil *Forward Modelling* berupa kurva *Apparent Resistivity* dan fasa pada titik 4 ditunjukkan oleh Gambar 4.8 sedangkan Gambar 4.6 serta 4.7 menunjukkan *Pseudosection Apparent Resistivity* dan Fasa atau akumulasi kurva *Apparent Resistivity* dan fasa pada semua titik pengukuran.



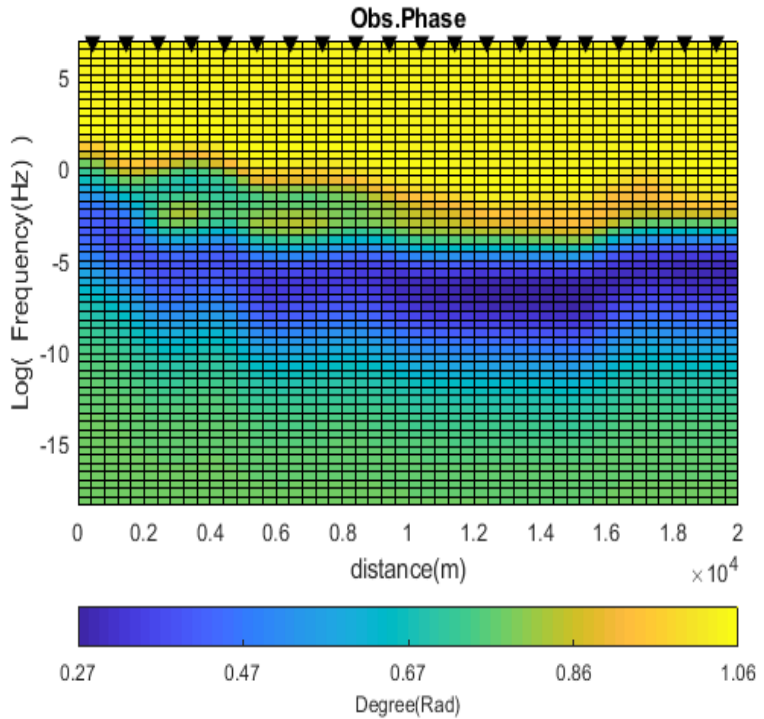
Gambar 4.4 model Reservoir Sub-vulkanik dengan parameter resistivitas beserta titik pengukuran



Gambar 4.5 *Pseudosection Apparent Resistivity* seluruh titik pengukuran.



Gambar 4.6 (a). kurva *Apparent Resistivity*; (b) kurva *Phase*; (c). Penampang 1D *True resistivity* pada titik ke-4 dari *reservoir* sub-vulkanik.



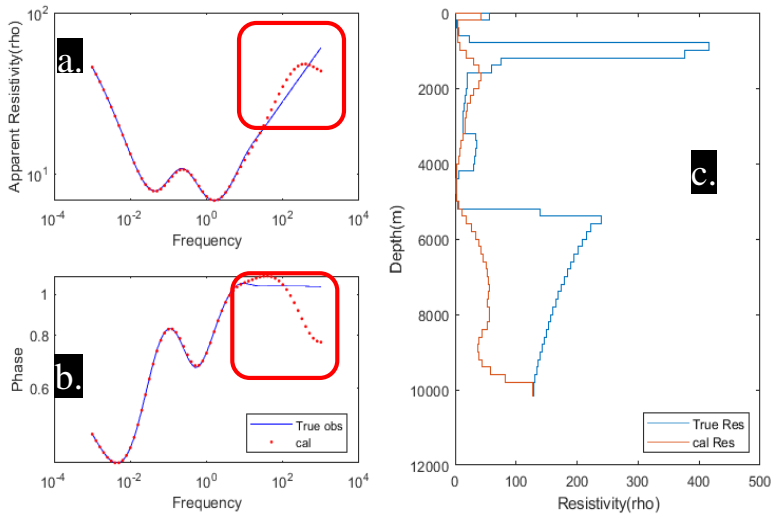
Gambar 4.7 Pseudosection Phase seluruh titik pengukuran

4.2 Pengolahan Data

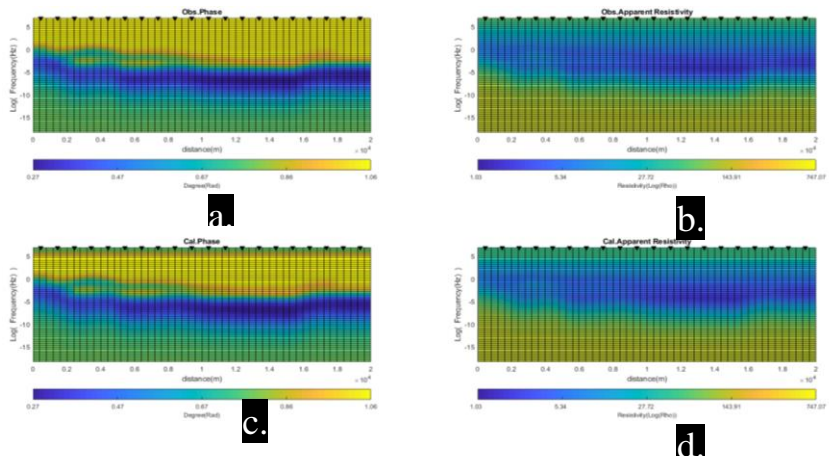
4.2.1 Pengolahan Inversi Secara Terpisah

Setelah dilakukan *Forward Modelling*, selanjutnya dilakukan pemodelan inversi secara terpisah metode gravitasi dan magnetotellurik dengan menggunakan *software* MATLAB 2018b.

4.2.1.1 Inversi 1.5D Magnetotellurik

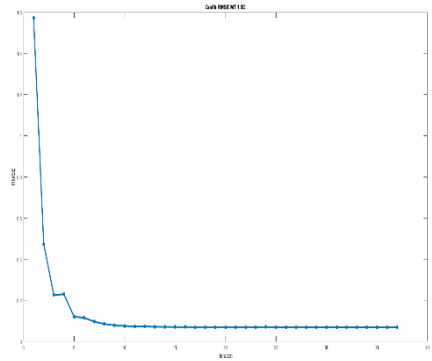


Gambar 4.10 contoh hasil Inversi Magnetotellurik 1D; (a) plot antara kurva *apparent resistivity* kalkulasi dan observasi ; (b) plot antara kurva *phase* kalkulasi dan observasi; (a) plot antara *Resistivity* hasil inversi dan *true Resistivity*

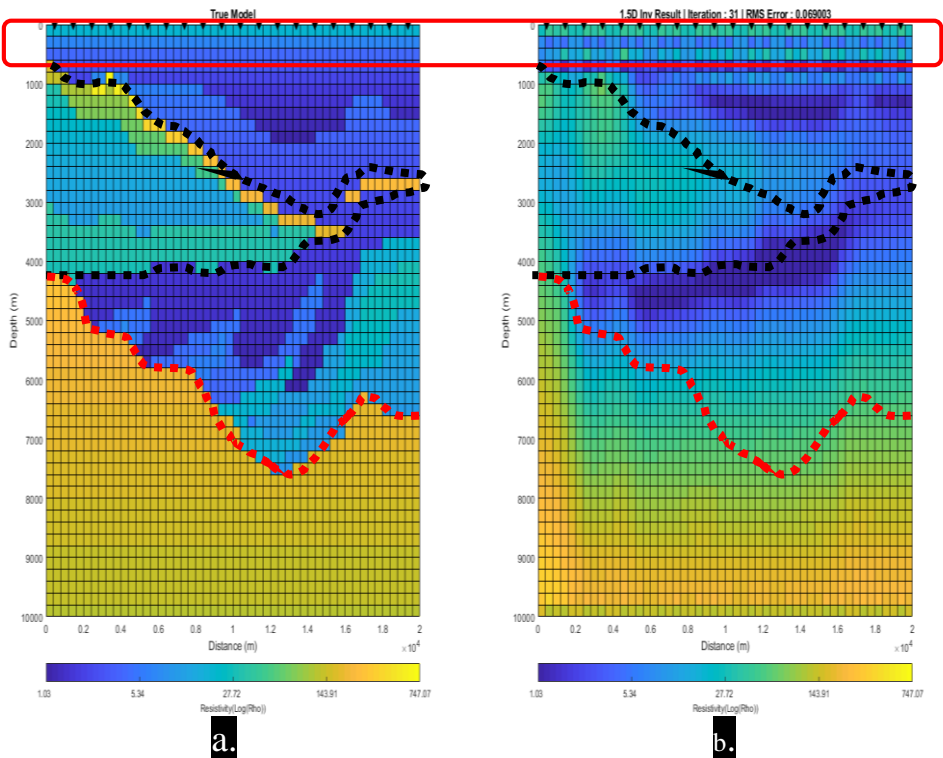


Gambar 4.11 (a) data *Pseudosection Phase* observasi; (b) data *Pseudosection Apparent Resistivity* observasi; (c) data *Pseudosection Phase* hasil Inversi; (d) data *Pseudosection Apparent Resistivity* hasil Inversi

FDpar	0.0100
max_iter	50
eps	0.2000
eps_min	2.0000e-10
eps_max	0.8000
RMSE	100
min_RMSE	1.0000e-04
optim	'bicgstab'
flat_degree	0.4000
smoothness_order	0



Gambar 4.8 (kiri) parameter yang digunakan dalam inversi MT 1.5D ;(kanan) Grafik RMSE(sumbu Y) terhadap Iterasi(sumbu X)



Gambar 4.9 (a) Model *True* Resistivitas ;(b) Model Resistivitas hasil inversi 1.5D MT

Gambar 4.10 merupakan hasil inversi contoh inversi Magnetotellurik 1D pada titik pengukuran ke-4. Proses inversi Magnetotellurik 1D dilakukan dengan mengacu kepada persamaan *forward modelling* Magnetotellurik 1D oleh (Hendra Grandis, 1999) dan untuk pengolahan inversinya didasarkan kepada (Constable dkk., 1987) dengan orde regularisasi tikhonov adalah 0 dan rasio *smoothness* sumbu x adalah 0.4 (Gambar 4.12 a). Penyelesaian matriks *Jacobian* di selesaikan dengan metode numerik *finite difference* dengan nilai pertubasinya sebesar 0.001 (Gambar 4.12), nilai *damping factor* di gunakan pada inversi ini di tentukan berdasarkan plot *L-curve* (Oldenburg dan Li, 2005) antara *norm* model dengan *norm* data dan di pilih secara bergantian setiap iterasi dengan batas *damping factor* minimum sebesar 2^{-10} dan *damping factor* maksimum sebesar 0.8 (Gambar 4.12 a), dan untuk penyelesaian linier Persamaan 2.28 diselesaikan dengan fungsi *Bi Conjugate Gradient Stabilizer* (BICGSTAB) bawaan *software* MATLAB 2018b. Dikarenakan titik pengukuran Magnetotellurik lebih dari 1 titik, maka dilakukan inversi 1.5D pada semua titik secara bersamaan atau simultan. Gambar 4.13 merupakan hasil inversi Magnetotellurik 1.5D dengan Gambar 4.11 menunjukkan *pseudosection* dari kurva *Apparent Resistivity* dan *Phase* semua titik pengukuran.

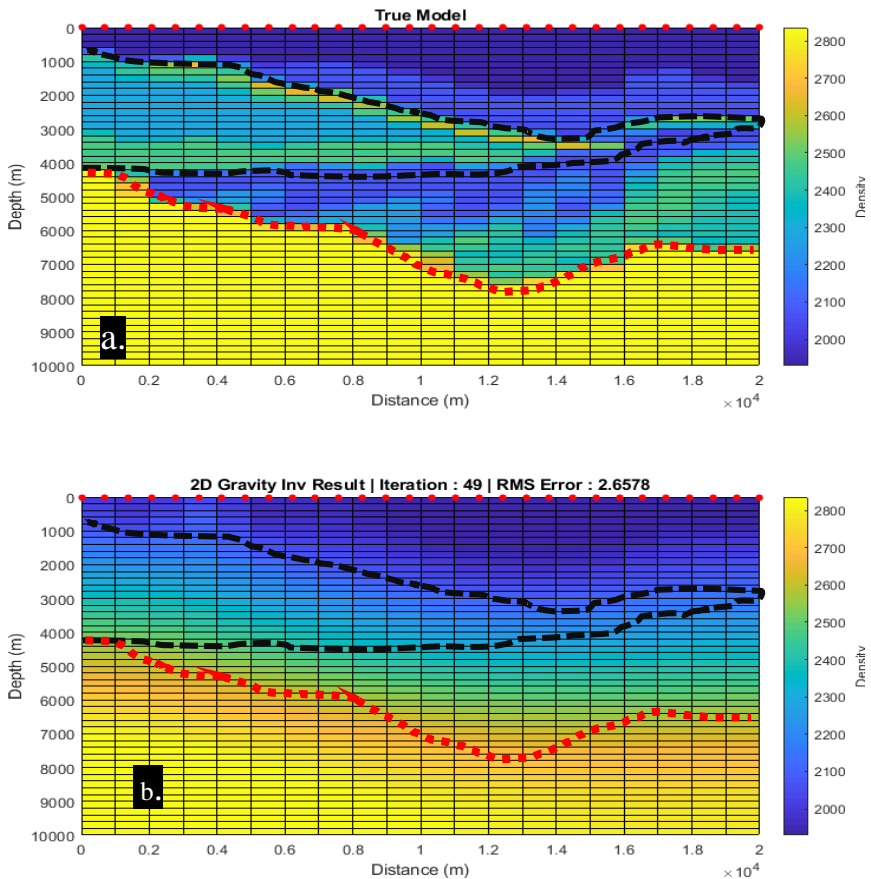
Secara kualitatif hasil inversi 1D atau 1.5D dapat memberikan informasi anomali perbedaan resistivitas perlapisan yang tepat, akan tetapi masih belum dapat memberikan informasi properti fisis yang tepat sesuai resistivitas sebenarnya khususnya di dekat permukaan dengan kedalaman 0-1000m yang di tunjukan oleh lingkaran merah pada Gambar 4.13 dan 4.10. Hal ini dikarenakan pada proses konversi dari V_p ke Resistivitas menggunakan persamaan (2.34) yang merupakan fungsi dari kedalaman, sehingga nilai resistivitas dekat permukaan akan cenderung *resistive* (lingkaran merah pada Gambar 4.13). Keterdapatan lapisan *resistive* menyebabkan pada proses pengolahan inversi dengan pendekatan non linier solusi akan mengarah kepada *local minima* bukan *global minima* selain itu pada frekuensi tinggi terdapat perbedaan antara data observasi dari *Apparent Resistivity* dan *Phase* dengan data kalkulasi (kotak berwarna merah pada Gambar 4.11).

Sedangkan pada kedalaman 1000-10000m hasil inversi Magnetotellurik 1.5D dapat memberikan informasi keberadaan zona anomali fasies vulkanik hal ini di tunjukan adanya kemiripan pada zona yang di tunjukan oleh garis hitam putus-putus pada Gambar 4.13 akan tetapi hasil inversi belum dapat memberikan bentuk *basement* yang akurat, dimana bentuk *basement* cenderung rata (garis merah putus-putus pada Gambar 4.13.b) pada kedalaman 9000 m sedangkan bentuk *basement* dari model *true resistivity* memiliki bentuk yang tidak rata (garis merah putus-putus pada Gambar 4.13.a). Pengolahan Inversi Magnetotellurik

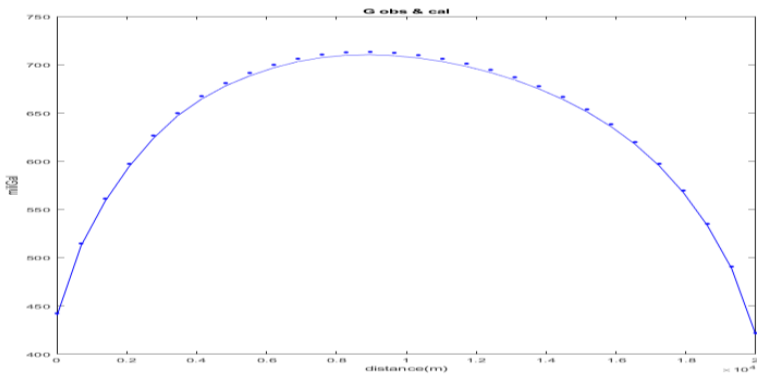
1.5D dilakukan dengan 31 iterasi dan RMS Error sebesar 0.069 dengan grafik penurunan RMSE ditunjukkan oleh Gambar 4.12 (b).

4.2.1.2 Inversi Terpisah metode Gravitasi

Pada pengolahan inversi Gravitasi 2D ini menggunakan persamaan *forward modelling* yang telah di jelaskan oleh (Last dan Kubik, 1983) pada persamaan (2.5) dan untuk pengolahan inversinya didasarkan kepada (Vatankhah dkk., 2014) dengan orde regularisasi tikhonov adalah 2 (Gambar 4.16) dengan penyelesaian linier persamaan (2.28) di selesaikan dengan fungsi *Pseudo Inverse*(PINV) bawaan *software* MATLAB 2018b. Rasio *smoothness* sumbu x adalah 0.5(Gambar 4.16) dengan *damping factor*(Gambar 4.16) yang digunakan



Gambar 4.10 (a) model *True* Densitas ; (b) Model Densitas Hasil Inversi Gravitasi 2D

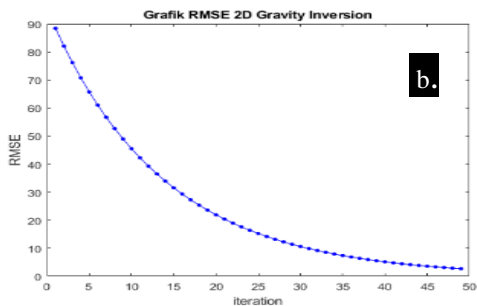


Gambar 4.11 Plot data anomali Gravitasi Hasil Inversi(titik biru) dengan Anomali Gravitasi observasi (Garis Biru)

pada inversi ini di adalah 0.002. Selain itu digunakan parameter *beta* yang merupakan parameter untuk pembobotan kecenderungan rekonstruksi anomali dekat permukaan (Oldenburg dan Li, 2005) dan parameter *compactness* (Last dan Kubik, 1983) yang tidak digunakan. Jumlah iterasi pada pengolahan ini adalah 49 iterasi dengan RMSE 2.6578. Perbedaan antara anomali gravitasi observasi dengan hasil inversi ditunjukkan oleh Gambar 4.15.

Model densitas hasil inversi metode gravitasi yang di tunjukan oleh Gambar 4.14 menunjukan bahwa metode gravitasi cukup sensitif dalam mencitrakan anomali yang memiliki kontras densitas yang tinggi. Hal itu di tunjukan oleh hasil inversi yang memberikan informasi geometri dan properti fisis dari basement yang mirip dengan model asli yang di tunjukan oleh garis putus-putus berwarna merah pada Gambar 4.14. Akan tetapi metode gravitasi masih belum dapat mencitrakan keberadaan fasies vulkanik dan lapisan basalt yang berada di kedalaman 1000m-4000m dan di tunjukan oleh garis hitam putus-putus, hal ini

beta	0.3000
eps	0.0020
RMSE	100
min_RMSE	0.1000
max_iter	50
optim	'pinv'
flat_degree	0.5000
compactness	'off'
smoothness_order	2



Gambar 4.12 (a) parameter yang digunakan dalam inversi Gravitasi; (b) plot RMSE terhadap Iterasi

dikarenakan metode gravitasi memiliki tingkat ke ambiguitas atau *non unique* yang tinggi sehingga solusi dari pengolahan inversinya sangat dipengaruhi oleh pembobotan yang bergantung kepada kedalaman *cell* tersebut. Dimna menurut (Li dan Oldenburg, 1996, 1998) semakin dalam *cell* maka semakin besar bobotnya, sehingga ketika dilakukan pengolahan inversi gravitasi dengan pembobotan berdasarkan kedalaman maka distribusi densitas akan terkumpul di di zona yang dalam.

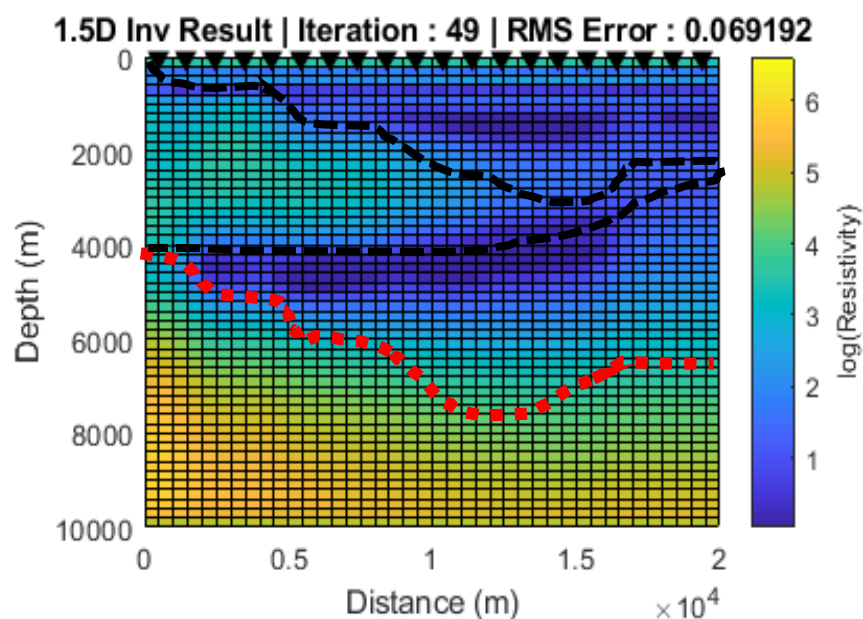
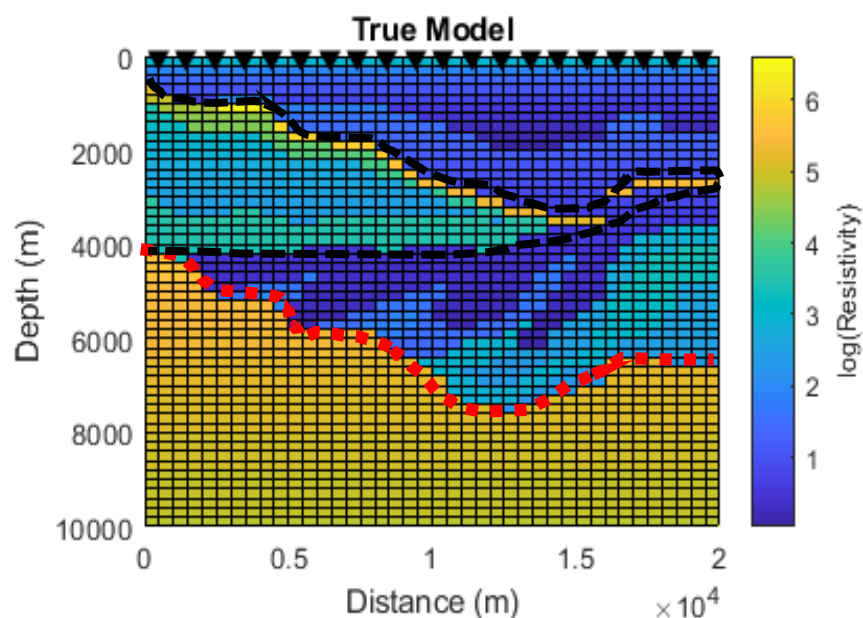
4.2.2 Pengolahan Simultaneous Joint Inversion

Pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* dilakukan dengan mengacu kepada (Moorkamp dkk., 2011; De Stefano dkk., 2011) dimana pada proses pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* ini dilakukan dengan menggunakan persamaan gardner(2.33) dan persamaan faust(2.34) sebagai persamaan empirik yang menerangkan hubungan antar parameter fisis yang akan mengkonstrain solusi dari masing-masing inversi agar memiliki kesamaan properti fisis. Pada pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* ini di gunakan model hasil inversi terpisah (Gambar 4.14 dan 4.12) sebagai *initial model* hal ini di lakukan untuk mempercepat konvergensi dari pengolahan inversi dan mereduksi *non uniqueness* dari solusi yang dihasilkan. Parameter *damping factor*, *beta*, nilai pertubasi, orde regularisasi Tikhonov, dan rasio *flatness* yang digunakan dalam pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* ditunjukan oleh Gambar 4.17.

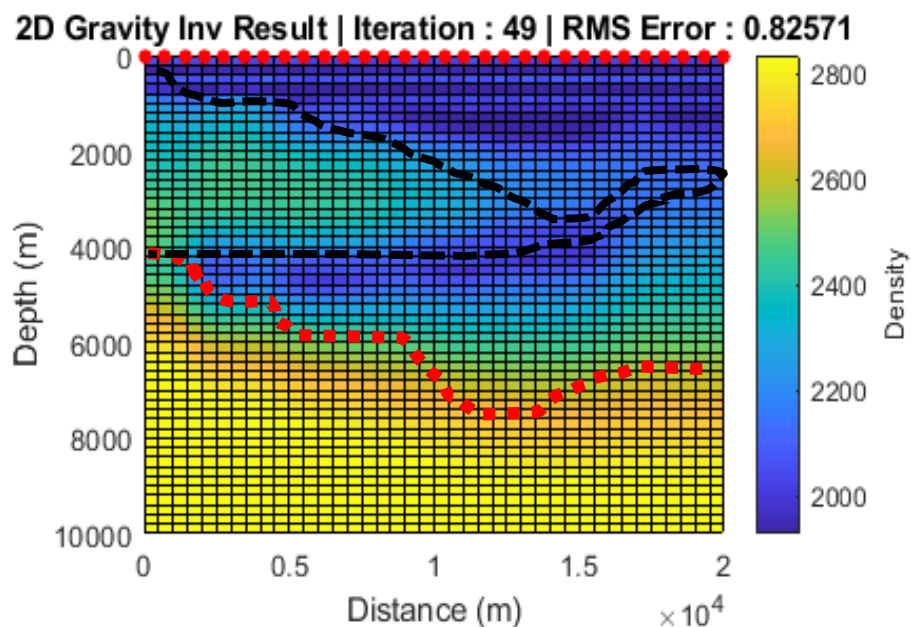
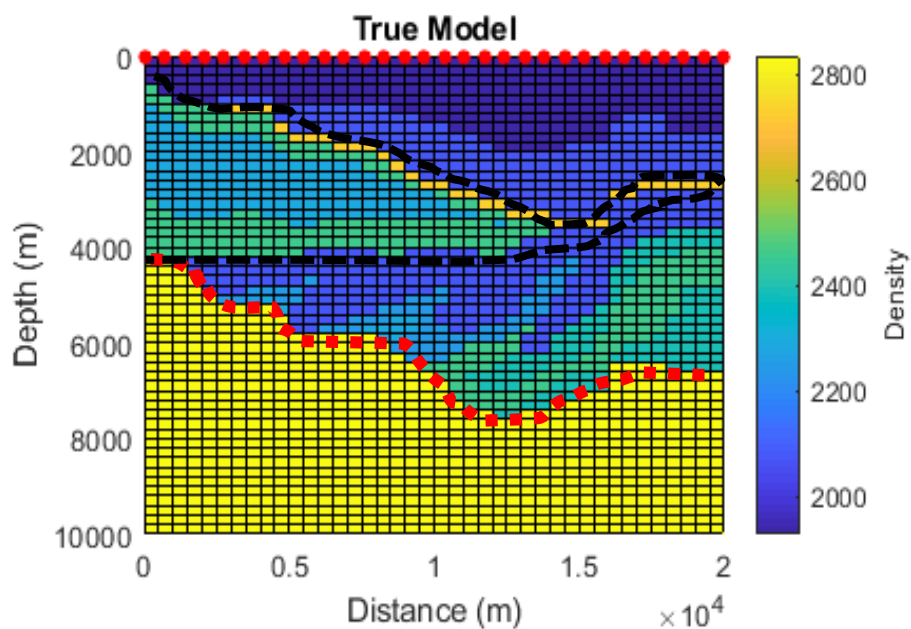
pada pengolahan *Simultaneous Joint Inversion*, terdapat parameter *smoothness order reference* yang merupakan matriks kovarian dari fungsi empirik antar parameter fisis, lalu ada parameter *tau* yang merupakan nilai pembobotan yang membobotkan fungsi *empirical relationship constraint*. Selanjutnya untuk penyelesaian linier dari persamaan 2.28 di selesaikan dengan menggunakan *Preconditioner Conjugate Gradient*(PCG) bawaan *software*

eps	2.0000e-04	eps	0.2000
eps_min	2.0000e-04	eps_min	2.0000e-10
eps_max	0.2000	eps_max	0.8000
RMSE	100	RMSE	100
min_RMSE	0.1000	min_RMSE	1.0000e-03
max_iter	50	max_iter	50
optim	'pcg'	optim	'pcg'
flat_degree	0.7000	flat_degree	0.5000
smoothness_order	2	smoothness_order	1
smoothness_order_reference	2	smoothness_order_reference	2
tau	0.8000	tau	0.5000
compactness	'off'	FDpar	0.0100
beta	0.3000	min_m	3.9120
min_m	500	max_m	6.6846
max_m	3500	Wm	1000x1000 double
G	30x2000 double	Wref1	1000x1000 double
Wm	2000x2000 double		
W	2000x2000 double		
Wref1	2000x2000 double		

Gambar 4.13 (kiri) Parameter MT yang digunakan dalam pengolahan Joint Inversion; (kanan) Parameter MT yang digunakan dalam pengolahan Joint Inversion;

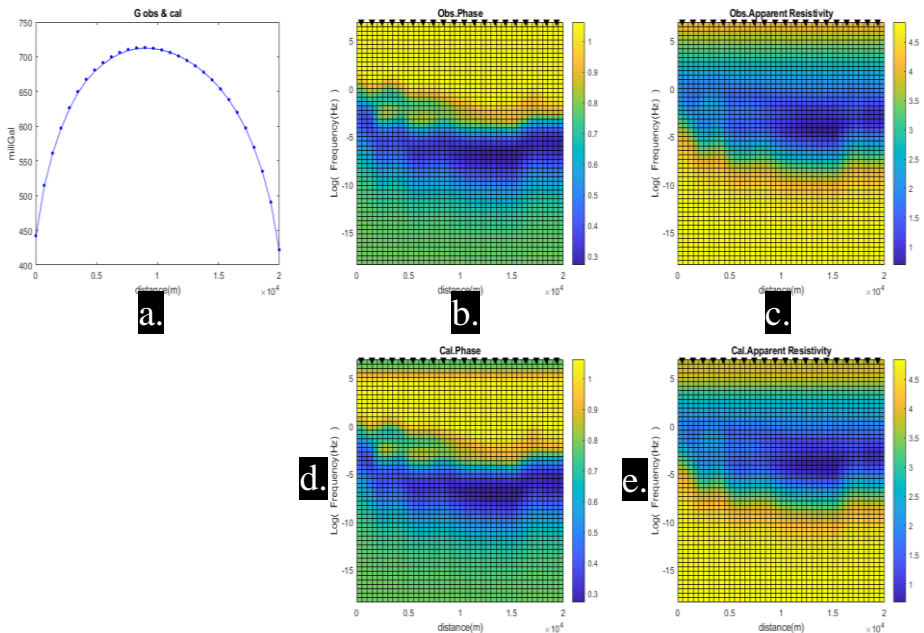


Gambar 4.14 (atas) *True resistivity model*; (bawah) model resistivitas hasil *Simultaneous Joint Inversion*

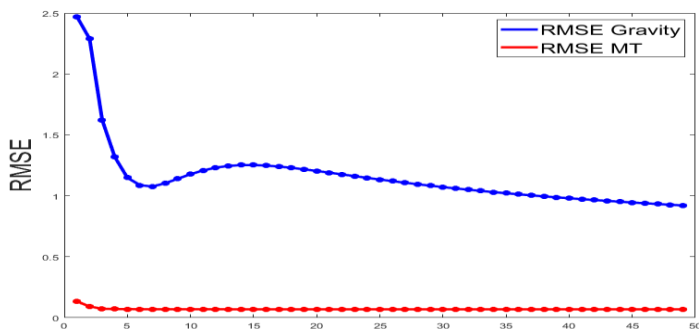


Gambar 4.15 (atas) *True density model*; (bawah) model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion*

MATLAB 2018b dengan matriks *preconditioner* yang mengacu kepada (Rovetta dan Colombo, 2018). Pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* dilakukan sebanyak 49 iterasi dengan RMSE pada metode MT sebesar 0.069192 dan pada metode gravitasi sebesar 0.8257 dan plot RMSE tiap metode terhadap iterasi di tunjukan oleh Gambar 4.21.



Gambar 4.17 (a) data obserbasi dan kalkulasi metode Gravitasi;(b) *pseudosection* data observasi *Apparent Resistivity*;(c) *pseudosection* data observasi *Phase*;(d) *pseudosection* data kalkulasi *Apparent Resistivity*; (e) *pseudosection* data kalkulasi *Phase*;



Gambar 4.16 Grafik RMSE Magnetotellurik dan Gravitasi pada pengolahan *Simultaneous Joint Inversion*

4.3 Analisa dan Pembahasan

4.3.1 Analisa Kualitatif

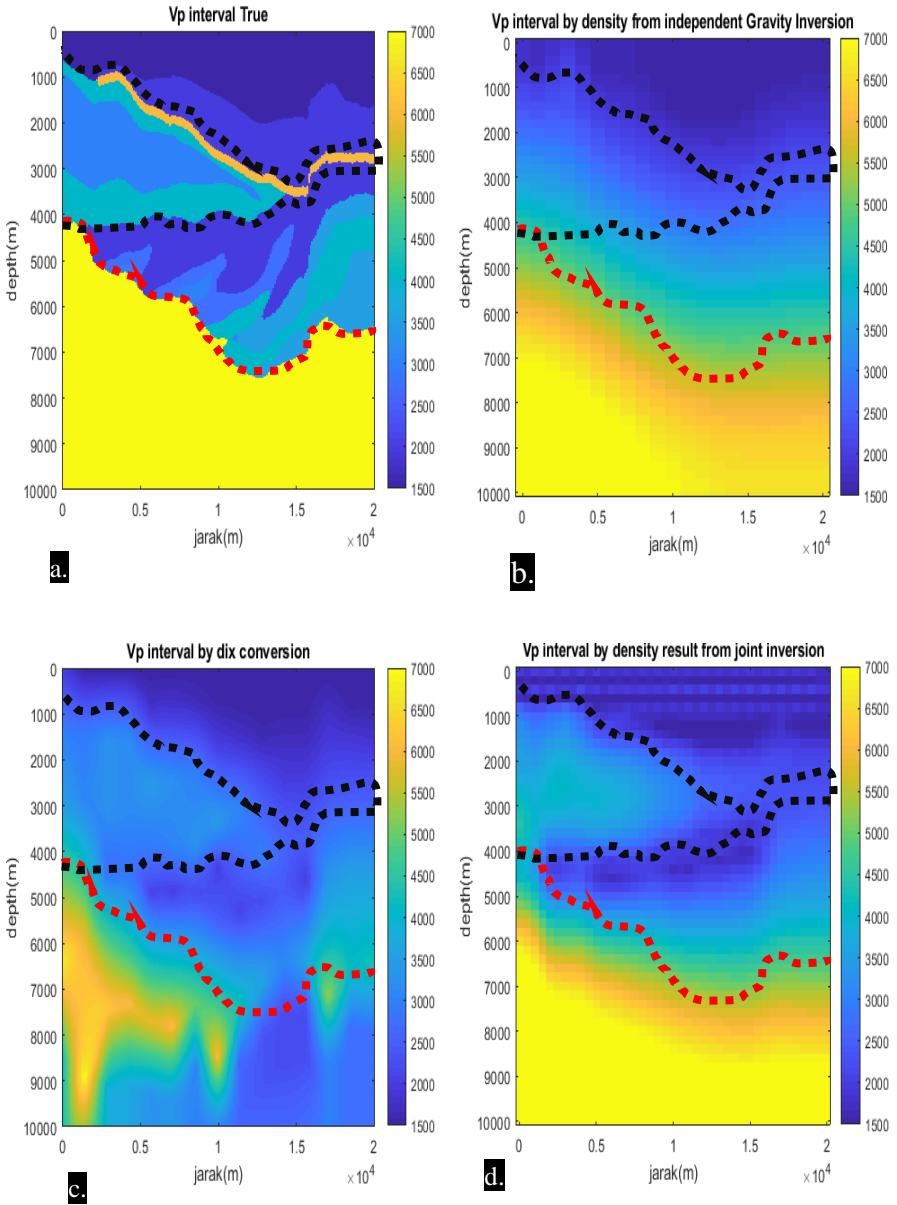
Hasil akhir berupa Vp interval di tunjukan oleh Gambar 4.22 dan 4.23 dimana analisa kualitatif pada penelitian ini dilakukan dengan membandingkan kemiripan Vp interval hasil *Simultaneous Joint Inversion* dengan Vp interval metode konvensional yaitu dengan menggunakan Konversi Dix dari Vrms dengan persamaan (2.37).

Berdasarkan hasil inversi secara terpisah metode Magnetotellurik 1.5D memiliki keterbatasan dalam mencitrakan geometri dari *basement* hal ini di tunjukan pada garis merah pada Gambar 4.23 (b) dimana bentuk *basement* pada hasil inversi terpisah Magnetotellurik 1.5D memiliki bentuk yang cenderung rata pada kedalaman 8000m. Keterbatasan Magnetotellurik 1.5D yang tidak dapat mencitrakan geometri dari *basement* dan cukup sensitive terhadap keberadaan fasies vulkanik beranding terbalik dengan sensitivitas metode gravitasi.

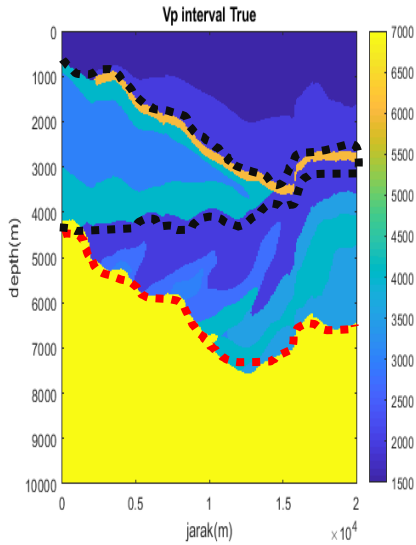
Berdasarkan Gambar 4.22 (b), metode gravitasi cukup sensitif terhadap kontras densitas yang berasosiasi dengan fasies vulkanik dan *basement* akan tetapi mengacu kepada persamaan dari *forward modelling* metode gravitasi, metode gravitasi merupakan metode yang memiliki tingkat ke ambiguitas yang tinggi sehingga dapat dikatakan metode gravitasi memiliki tingkat *non uniqueness* yang tinggi. Hal itu menyebabkan solusi dari inversi gravitasi mengerucut kepada solusi dengan distribusi densitas pada daerah *basement*. Hal ini juga di dukung dengan ada nya skema pembobotan berdasarkan kedalaman yang di jelaskan oleh (Li dan Oldenburg, 1996, 1998; Pilkington, 1996) sehingga solusi dari metode gravitasi akan mengerucut pada daerah *basement* yang memiliki ketinggian yang dalam.

Berdasarkan hasil inversi terpisah Gravitasi, metode gravitasi dapat memberikan bentuk dan properti dari *basement* (Garis merah pada Gambar 4.22(b)) tetapi tidak mampu mencitrakan *low density* atau *low velocity* yang ada diantara lapisan vulkanik (Garis hitam pada Gambar 4.22(b)) dengan *basement*. Metode MT dapat memberikan *low resistivity* atau *low velocity* di antara lapisan vulkanik (Garis hitam pada Gambar 4.23(b)) dengan *basement* (Garis merah pada Gambar 4.23(b)), tetapi metode MT tidak dapat memberikan geometri *basement* yang baik.

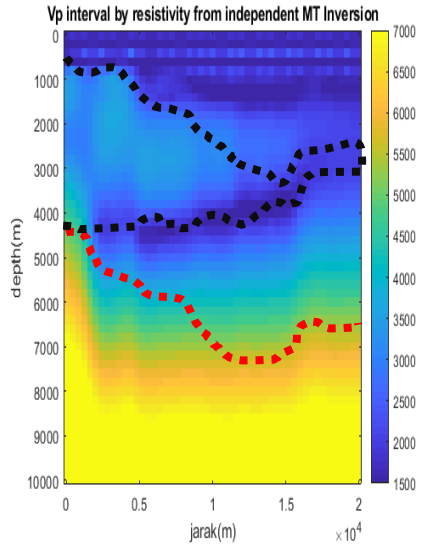
Pada pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* keterbatasan dan kekurangan pada metode Magnetotellurik 1.5D serta Gravitasi 2D dapat di selesaikan dengan mengkonstrain metode tersebut satu sama lain dengan persamaan empirik Faust(2.34) dan persamaan empirik Gardner(2.33) sehingga kedua metode tersebut saling melengkapi hal ini di tunjukan dengan kemiripan antara model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* (Gambar 4.22(d)) dengan model resistivitas (Gambar 4.23(d)) hasil *Simultaneous Joint Inversion*.



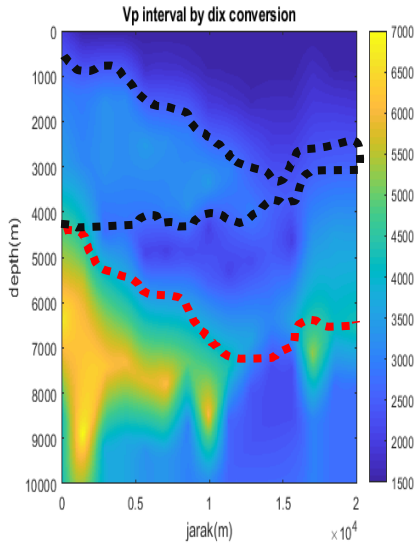
Gambar 4.18 (a) *True Vp Interval*; (b) Hasil konversi Vp interval dari model densitas *Independent Inversion*; (c) model Vp hasil *Dix Conversion*; (d) Hasil konversi Vp interval dari model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion*



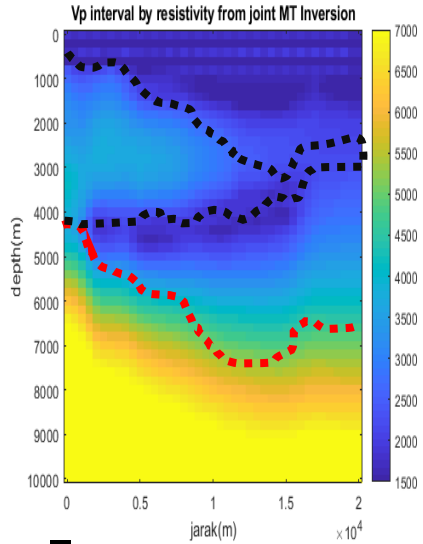
a.



b.



c.



d.

Gambar 4.19 (a) *True Vp Interval*; (b) Hasil konversi Vp interval dari model resistivitas *Independent Inversion*; (c) model Vp hasil *Dix Conversion*; (d) Hasil konversi Vp interval dari model resistivitas hasil *Simultaneous Joint Inversion*

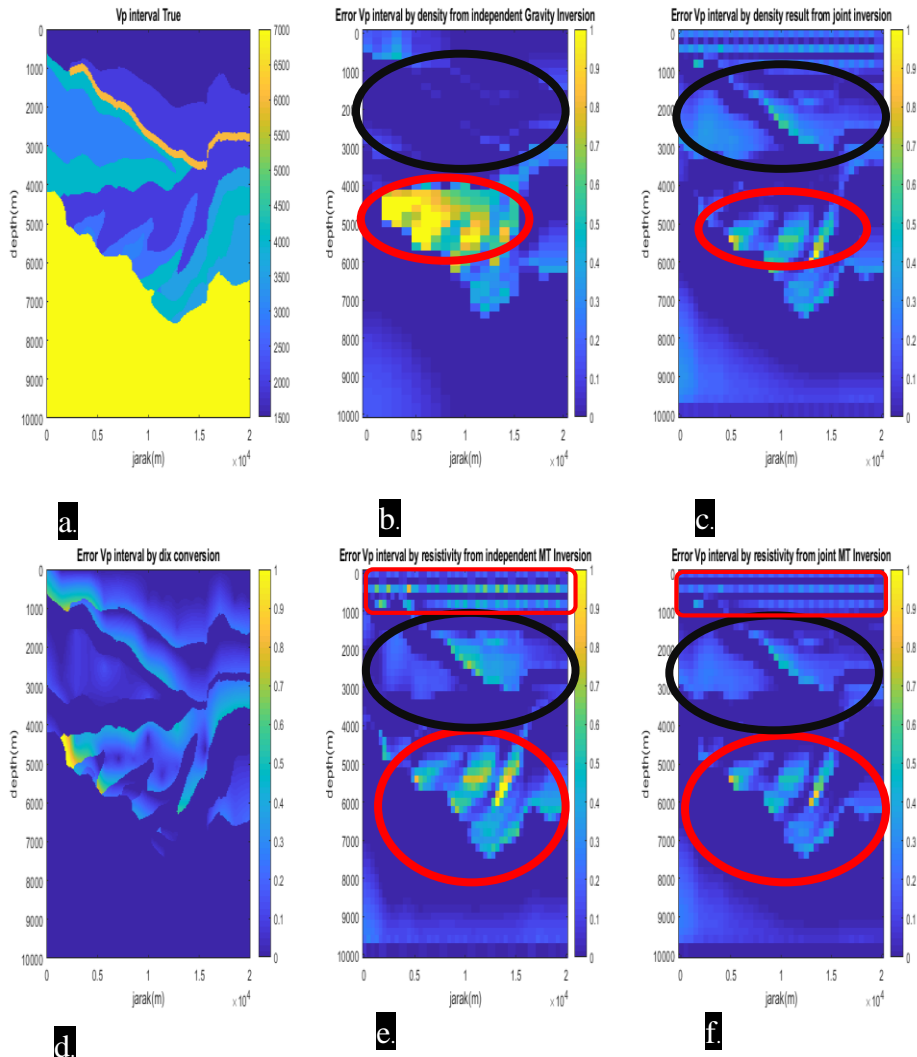
Peningkatan secara kualitatif antara model hasil inversi terpisah dengan model hasil *Simultaneous Joint Inversion* ditunjukkan pada model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* terdapat anomali fasies vulkanik (Garis hitam pada Gambar 4.22(b) dan Gambar 4.22(d)) yang sebelumnya tidak dapat di citrakan melalui inversi terpisah gravitasi. Selain itu, peningkatan pada model resistivitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* ditunjukkan dengan bentuk geometri *basement* (Garis merah pada Gambar 4.23(b) dan Gambar 4.23(d)) yang mirip dengan *True Model*. Keberadaan anomali fasies vulkanik pada model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* dan bentuk *basement* yang mirip dengan *True Model* menunjukkan bahwa pada pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* terdapat peningkatan secara kualitatif hal ini juga telah dijelaskan oleh (Hibatullah, Pratama, dkk., 2018)

Peningkatan secara kualitatif antara model hasil inversi terpisah dan model hasil *Simultaneous Joint Inversion* dengan model hasil *Dix Conversion* di tunjukan oleh peningkatan bentuk basement (Garis merah pada Gambar 4.22 dan Gambar 4.23) dimana metode *Dix Conversion* tidak dapat mencitrakan *basement* dengan baik. Bentuk basement yang lebih baik di tunjukan oleh hasil inversi terpisah maupun model hasil *Simultaneous Joint Inversion*.

4.3.2 Analisa Kuantitatif

Analisa kuantitatif dilakukan dengan menghitung *Absolute error* antara model hasil inversi dengan *True Model*. Hal ini bertujuan untuk mengetahui perbedaan dan analisa hasil detail mengenai kesamaan parameter fisis yang di hasilkan dan distribusi *error* secara 2D.

Distribusi *Error* pada model hasil inversi secara terpisah di tunjukan oleh Gambar 4.24 dimana proses perhitungan *Absolute Error* dilakukan di domain V_p .



Gambar 4.20 (a) *True Model Vp*; (b) *Absolute Error Vp* hasil konversi densitas dari inversi terpisah metode Gravitasi; (c) *Absolute Error Vp* hasil konversi *Simultaneous Joint Inversion* model densitas; (d) *Absolute Error Vp* hasil *Dix Conversion*; (e) *Absolute Error Vp* hasil konversi densitas dari inversi terpisah metode Magnetotellurik; (f) *Absolute Error Vp* hasil konversi *Simultaneous Joint Inversion* model Resistivitas;

Distribusi *error* pada model densitas hasil inversi secara terpisah mengerucut kepada daerah di *sub-vulkanik* dimana hal ini dikarenakan metode gravitasi tidak cukup detail dalam mencitrakan adanya anomali *low density* (ditunjukkan oleh lingkaran merah pada Gambar 4.24(b) dan (c)) diantara lapisan *sub-vulkanik* dan daerah *basement*. Distribusi *error* pada model densitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* mengalami penurunan nilai *error* sebesar 0.2-0.8% di daerah sub-vulkanik(di tunjukan oleh lingkaran berwarna merah pada Gambar 4.24(b) dan (c)), tetapi muncul distribusi *error* yang relative kecil sekitar 0.1-0.3% pada daerah di atas lapisan basalt dan di sekitar fasies vulkanik(di tunjukan oleh lingkaran berwarna hitam pada Gambar 4.24(b) dan (c)), hal ini dikarenakan bentuk fasies vulkanik yang dihasilkan dari Vp hasil konversi model densitas *Simultaneous Joint Inversion* tidak cukup detail dalam mencitrakan bentuk fasies vulkanik dan lapisan basalt tersebut, akan tetapi berdasarkan nilai RMSE dari Vp hasil konversi model densitas *Simultaneous Joint Inversion*.

Sedangkan distribusi *error* pada Vp hasil konversi model resistivitas *Simultaneous Joint Inversion* memiliki distribusi *error* pada daerah diatas lapisan basalt(di tunjukan oleh lingkaran berwarna hitam pada Gambar 4.24(e) dan (f)), serta di daerah sub-vulkanik(di tunjukan oleh lingkaran berwarna merah pada Gambar 4.24(e) dan (f)), hal ini dikarenakan metode Magnetotellurik kurang sensitif dalam mencitrakan anomali-anomali yang detail seperti lapisan basalt. Selain itu kehadiran *high resistive layer* di dekat permukaan juga memberikan efek adanya distribusi *error* pada kedalaman dangkal(di tunjukan oleh kotak berwarna merah pada Gambar 4.24(b) dan (c)). Nilai distribusi *error* pada model vp hasil konversi dari model resistivitas mengalami penurunan *error* sebesar 0.2-0.5% atau peningkatan kualitas pada Vp hasil konversi model resistivitas *Simultaneous Joint Inversion*, hal ini di tunjukan dengan nilai *error* yang relative lebih kecil walaupun distribusi nya masih berada pada daerah yang sama.

Analisa kuantitatif antara hasil inversi terpisah dengan hasil *Simultaneous Joint Inversion* menunjukkan bahwa model hasil pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* memberikan solusi inversi yang relatif lebih baik dibandingkan dengan menggunakan inversi secara terpisah hal ini di tunjukan oleh Vp hasil konversi model densitas *Simultaneous Joint Inversion* memiliki nilai RMSE yang relative lebih kecil yaitu 0.223 sedangkan pada model Vp dari inversi terpisah densitas memiliki nilai RMSE sebesar 0.3180. Nilai RMSE pada vp hasil inversi terpisah Magnetotellurik yaitu sebesar 0.3184 relatif lebih besar dibandingkan nilai RMSE pada Vp hasil konversi model resistivitas *Simultaneous Joint Inversion* yaitu sebesar 0.2119. Hal ini menunjukkan bahwa model hasil pengolahan *Simultaneous Joint Inversion* memberikan solusi inversi yang relatif lebih baik dibandingkan dengan menggunakan inversi secara terpisah.

Berdasarkan nilai RMSE dan distribusi error, maka dapat disimpulkan bahwa model Vp hasil konversi dari model resistivitas hasil *Simultaneous Joint Inversion* merupakan model Vp yang paling mirip dan paling representatif dibandingkan model-model lainnya. Selain itu berdasarkan perbandingan nilai RMSE *Dix Conversion* dengan nilai RMSE model inversi terpisah maupun hasil *Simultaneous Joint Inversion*, nilai RMSE *Dix conversion* memiliki nilai RMSE yang paling besar yaitu 0.3301 sehingga dapat disimpulkan bahwa pencitraan Vp interval dengan menggunakan metode gravitasi dan magnetotellurik di model *reservoir* sub-vulkanik menunjukan hasil yang lebih baik secara kualitatif maupun kuantitatif. Sehingga pada penelitian ini, pencitraan profil Vp dengan *Simultaneous Joint Inversion* memberikan hasil bahwa model Vp hasil konversi dari model resistivitas *Simultaneous Joint Inversion* dapat digunakan dan diterapkan untuk melakukan pengolahan data seismik lebih lanjut dan interpretasi *reservoir* sub-vulkanik.

RMS_ind_grav	0.3184
RMS_ind_mt	0.2464
RMS_joint_grav	0.2232
RMS_joint_mt	0.2119
RMS_dix	0.3301

Gambar 4.21 nilai RMSE model

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB 5

KESIMPULAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan bahwa

1. Pendekatan dengan metode non seismik berupa metode gravitasi dan magnetotellurik memberikan peningkatan akurasi citra model kecepatan pada *reservoir* sub-vulkanik dibandingkan dengan metode konvensional yaitu *Dix Conversion* secara kualitatif hal ini di dasari oleh bentuk anomali dari *basement* dan fasies vulkanik pada model Vp hasil *Simultaneous Joint Inversion* yang lebih mirip dengan *true model*. Sedangkan secara kuantitatif hal ini di dasari oleh nilai RMSE dari model Vp *Dix Conversion* yaitu 0.3301 relatif lebih besar dibandingkan model Vp hasil *Simultaneous Joint Inversion* yaitu sebesar 0.2119.
2. Pengolahan data Gravitasi dan Magnetotellurik dengan menggunakan *simultaneous Joint Inversion* memberikan hasil yang lebih baik dibandingkan dengan pemodelan inversi secara terpisah. Secara kualitatif hal ini di dasari oleh munculnya anomali fasies vulkanik dan bentuk geometri *basement* yang mirip dengan *true model*. Sedangkan secara kuantitatif, terdapat penurunan *Absolute Error* pada model Vp hasil *Simultaneous Joint Inversion* dibandingkan dengan model Vp hasil inversi terpisah.

5.2 Saran

Untuk menindaklanjuti penelitian ini penulis menyarankan beberapa hal sebagai berikut

1. Melakukan *Simultaneous Joint Inversion* dengan menambahkan *constraint* metode seismik refraksi tomografi untuk meningkatkan citra lapisan basalt dan metode seismik refleksi tomografi untuk meningkatkan citra di bawah lapisan basalt
2. Melakukan *Simultaneous Joint Inversion* dengan tambahan *Cross Gradient Constraint* sehingga kesalahan dalam pendefinisian hubungan properti secara empiric dapat dihindari
3. Melakukan pengolahan data seismik refleksi dengan menggunakan model Vp hasil *Simultaneous Joint Inversion*.

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR PUSTAKA

- Asikin, S., Sukandarrumidi dan Rosidi, H.M.. (1996), *Peta Geologi Lembar Kebumen, Jawa*, PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN GEOLOGI INDONESIA.
- Van Bemmelen, R.W. (1964), *The Geology of Indonesia. General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes*, Government Printing Office, The Hague.
- Colombo, D., Mantovani, M., Hallinan, S. dan Virgilio, M. (2008), "Sub-basalt depth imaging using simultaneous joint inversion of seismic and electromagnetic (MT) data: A CRB field study", *SEG Las Vegas 2008 Annual Meeting*, hal. 2674–2678. <http://doi.org/10.1190/1.3063900>.
- Constable, S.C., Parker, R.L. dan Constable, C.G. (1987), "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data", *GEOPHYSICS*, Vol.52, No.3, hal. 289–300. <http://doi.org/10.1190/1.1442303>.
- Dix, C.H. (1955), "Seismic Velocities From Surface Measurements", *Geophysics*, Vol.20, No.1, hal. 68–86. <http://doi.org/10.1190/1.1438126>.
- Fagin, S.W. (1998), *Model-Based Depth Imaging*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Farquharson, C.G. dan Oldenburg, D.W. (1998), "Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure", *Geophysical Journal International*, Vol.134, No.1, hal. 213–227. <http://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00555.x>.
- Faust, L.Y. (1951), "SEISMIC VELOCITY AS A FUNCTION OF DEPTH AND GEOLOGIC TIME", *GEOPHYSICS*, Vol.16, No.2, hal. 192–206. <http://doi.org/10.1190/1.1437658>.
- Gallagher, J.W. dan Dromgoole, P.W. (2007), "Exploring below the basalt, offshore Faroes: a case history of sub-basalt imaging", *Petroleum Geoscience*, Vol.13, No.3, hal. 213–225. <http://doi.org/10.1144/1354-079306-711>.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. dan Gregory, A.R. (1974), "Formation Velocity and Density—the Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps", *Geophysics*, Vol.39, No.6, hal. 770–780. <http://doi.org/10.1190/1.1440465>.
- Ghazalli, M., Widodo, A. dan Syaifuddin, F.S. (2016), "Pemodelan Data Seismik Lingkungan Vulkanik", *Jurnal Geosaintek*, Vol.2, No.2, hal. 113. <http://doi.org/10.12962/j25023659.v2i2.1925>.

- Grandis, H. (1999), "An alternative algorithm for one-dimensional magnetotelluric response calculation", *Computers & Geosciences*, Vol.25, No.2, hal. 119–125. [http://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00110-1](http://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00110-1).
- Grandis, H. (2009), *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. <http://doi.org/10.1145/2166896.2166921>.
- Hall, R. (2012), *Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean*, Robert Hall. Diambil dari <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.021>.
- Heincke, B., Geomar, M.J., Moorkamp, M. dan Hobbs, R.W. (2014), "Joint-inversion of magnetotelluric, gravity and seismic data to image sub-basalt sediments offshore the Faroe-Islands", *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, Vol.33, No.March 2016. <http://doi.org/10.1190/segam2014-1401.1>.
- Heincke, B., Jegen, M.D. dan Hobbs, R.W. (2006), "Joint Inversion of MT, Gravity and Seismic Data applied to sub-basalt Imaging", *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2006*, hal. 2042–2046. <http://doi.org/10.1190/1.2370362>.
- Hibatullah, M.I., Pasaribu, A.H., Hibatullah, M.I. dan Aisha, F.Y. (2018), "Sinkhole identification in karst area through application of joint inversion of seismic refraction and ERT", *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*.
- Hibatullah, M.I., Pratama, M.H., Warnana, D.D., Rochman, J.P.G.N. dan Aisha, F.Y. (2018), "APPLICATION OF JOINT INVERSION SEISMIC REFRACTION, GRAVITY AND MAGNETOTELLURIC METHODS FOR BUILDING VELOCITY IMAGE IN SUB-VOLCANIC ENVIRONMENT", *Proceeding of 43rd Annual Scientific Meeting Himpunan Ahli Geofisika Indonesia*.
- Hoversten, G.M., Myer, D., Key, K., Alumbaugh, D., Hermann, O. dan Hobbet, R. (2015), "Field test of sub-basalt hydrocarbon exploration with marine controlled source electromagnetic and magnetotelluric data", *Geophysical Prospecting*, Vol.63, No.5, hal. 1284–1310. <http://doi.org/10.1111/1365-2478.12278>.
- Jegen, M.D., Hobbs, R.W., Tarits, P. dan Chave, A. (2009), "Joint inversion of marine magnetotelluric and gravity data incorporating seismic constraints. Preliminary results of sub-basalt imaging off the Faroe Shelf", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.282, No.1–4, hal. 47–55. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.018>.
- Last, B.J. dan Kubik, K. (1983), "Compact gravity inversion", *GEOPHYSICS*, Vol.48, No.6, hal. 713–721. <http://doi.org/10.1190/1.1441501>.

- Li, Y. dan Oldenburg, D.W. (1996), "3-D inversion of magnetic data", *Geophysics*, Vol.61, No.2, hal. 394–408. <http://doi.org/10.1190/1.1443968>.
- Li, Y. dan Oldenburg, D.W. (1998), "3-D inversion of gravity data", *GEOPHYSICS*, Vol.63, No.1, hal. 109–119. <http://doi.org/10.1190/1.1444302>.
- Mammo, T. (2010), "Delineation of sub-basalt sedimentary basins in hydrocarbon exploration in North Ethiopia", *Marine and Petroleum Geology*, Vol.27, No.4, hal. 895–908. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.12.009>.
- Mardani, T., Surya, A., Utama, W., Syaifuddin, F. dan Novitasari, L. (2016), "Aplikasi Metode Join Inversi Seismic Gravity", *Jurnal Geosaintek*, Vol.02, No.03, hal. 145–150.
- Menke, W. (2012), *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-397160-9.00001-1>.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A.W. dan Hobbs, R.W. (2011), "A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data", *Geophysical Journal International*, Vol.184, No.1, hal. 477–493. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x>.
- Oldenburg, D.W. dan Li, Y. (2005), "5. Inversion for Applied Geophysics: A Tutorial", *Near-Surface Geophysics*, hal. 89–150. <http://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch5>.
- Panzner, M., Kumar, K. dan Mrope, F.M. (2014), "Offshore sub-basalt exploration using CSEM and MT", *Society of Petroleum Engineers - International Petroleum Technology Conference 2014, IPTC 2014 - Innovation and Collaboration: Keys to Affordable Energy*, Vol.3, No.9.
- Panzner, M., Morten, J.P., Weibull, W.W. dan Arntsen, B. (2016), "Integrated seismic and electromagnetic model building applied to improve subbasalt depth imaging in the Faroe-Shetland Basin", *Geophysics*, Vol.81, No.1, hal. E57–E68. <http://doi.org/10.1190/geo2015-0137.1>.
- Pilkington, M. (1996), "3-D magnetic imaging using conjugate gradients", *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*, No. July 1997, hal. 1415–1418. <http://doi.org/10.17329/kcbook.2014.48.48.017>.
- Rovetta, D. dan Colombo, D. (2018), "Analysis of inter-domain coupling constraints for multi-physics joint inversion", *Inverse Problems*, Vol.34, No.12, hal. 124006. <http://doi.org/10.1088/1361-6420/aadbc4>.
- Satyana, A.H. (2015), "Subvolcanic Hydrocarbon Prospectivity of Java: Opportunities and Challenges", *Indonesian Petroleum Association*

Exhibition and Convention, hal. 13–16,.

Sholehah, Z. (2017), *Integrasi Data Seismik dan Data Gayabarat dalam Pemodelan Kecepatan Interval Pre-Stack Depth Migration*.

Simpson, F. dan Bahr, K. (2005), *Practical Magnetotellurics*, Cambridge University Press, Cambridge.
<http://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>.

De Stefano, M., Golfré Andreasi, F., Re, S., Virgilio, M. dan Snyder, F.F. (2011), "Multiple-domain, simultaneous joint inversion of geophysical data with application to subsalt imaging", *Geophysics*, Vol.76, No.3, hal. R69–R80.
<http://doi.org/10.1190/1.3554652>.

Tarantola, A. (2005), *Inverse Problem Theory*. [http://doi.org/10.1016/0921-4526\(94\)00636-A](http://doi.org/10.1016/0921-4526(94)00636-A).

Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. (1990), "Applied Geophysics" *Book*. <http://doi.org/10.1180/minmag.1982.046.341.32>.

Varming, T., Ziska, H. dan Ólavsdóttir, J. (2012), "Exploring for hydrocarbons in a volcanic province – A review of exploration on the Faroese Continental Shelf", *Faroe Islands Exploration Conference: Proceedings of the 3rd Conference*, No.November 2016, hal. 84–106.

Vatankhah, S., Ardestani, E. V. dan Jafari, A. (2014), "A Method for 2-Dimensional Inversion of Gravity Data", *Journal of the Earth and Space Physics*, Vol.40, No.3, hal. 23–33.

Virgilio, M., De Stefano, M., Re, S., Golfré Andreasi, F. dan F. C. Snyder, F. (2010), "Simultaneous Joint Inversion of Seismic, Gravity, and EM Data for Subsalt Depth Imaging in Gulf of Mexico", *Piers.Mit.Edu*, hal. 617–620, <http://doi.org/10.3997/2214-4609.201400955>.

Yilmaz, Ö. (2001), *Seismic Data Analysis*.
<http://doi.org/10.1190/1.9781560801580>.

Zhdanov, M.S. (2015), *Inverse Theory and Applications in Geophysics*.
<http://doi.org/10.1016/C2012-0-03334-0>.

BIODATA DIRI



Lahir di Kota Balikpapan pada Tanggal 24 Juni 1996, dengan nama Muhammad Irsyad Hibatullah. Pendidikan formal penulis dimulai di TK Amalina dilanjutkan ke SDI Amalina pada tahun 2002. Selanjutnya pendidikan diteruskan ke jenjang Sekolah Menengah di SMP Negeri 161 Jakarta pada tahun 2008. Pada tahun 2014 penulis masuk ke SMA Negeri 70 Jakarta pada tahun 2011. Melalui seleksi SNMPTN pada Tahun 2014 penulis resmi menjadi mahasiswa Teknik Geofisika 2014 di Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya. Selama menjadi mahasiswa Teknik Geofisika ITS banyak pengalaman yang telah penulis dapatkan, baik softskill maupun hardskill. Tahun periode 2015/2016 penulis diamanahi sebagai staff PSDM untuk Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HMTG) serta menjadi *Head of Media and Information* di *Society of Exploration Geophysicist*(SEG). Sementara pada tahun periode 2016 - 2017 penulis aktif di Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HMTG) ITS, sebagai Ketua Divisi Pemetaan pada Pengembangan Sumber Daya Mahasiswa (PSDM). Selain aktif dalam organisasi, Selain itu, penulis juga menjadi pengajar pada Kelas Inspirasi Kebumihan 2017 di Jombang. Pada tahun 2016 penulis aktif dalam kegiatan penulisan keilmiah melalui kegiatan PIT HAGI 43 Semarang, dan NSGE 2018 *Asia Pasific Meeting*. Pengalaman lain yang penulis dapatkan selama menjadi mahasiswa Teknik Geofisika ITS yaitu pernah mengikuti pelatihan *Petrophysic Training* pada tahun 2016 kemudian menjadi asisten praktikum pada mata kuliah eksplorasi Gaya Berat dan Magnetik, Elektronika Dasar, eksplorasi Seismik, dan Geotomografi. Selain itu, penulis telah memenangkan *Best Poster* dalam *European Association Geoscientist and Engineer* tahun 2018. Apabila ingin menghubungi penulis dapat melalui [linkedin.com/in/irsyadhbtlh/](https://www.linkedin.com/in/irsyadhbtlh/) atau Hibatullah.geophysics@gmail.com